
A. M. N. H.
1924

Fortschritte der
Geologie und Palaeontologie
herausgegeben
von Professor Dr. W. Soergel, Tübingen
Heft 3

Die Gliederung der Erdrinde

von

Dr. Serge von Bubnoff
Privatdozenten a. d. Universität Breslau

Mit 20 Figuren

Berlin
Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 35 Schöneberger Ufer 12 a
1923

Druck von E. Buchbinder (H. Duske). Neuruppin

Made in Germany

Vorwort

Obwohl der Fortschritt jeder Naturwissenschaft in der Analyse der Einzelerscheinungen begründet ist, sind es nicht die Einzeltatsachen als solche, die den Fortschritt bedingen, sondern ihre Einstellung in den Rahmen einer neuen Methode oder einer neuen Anschauung. Der Wert einer Tatsache liegt entweder darin, daß sie neue Wege zur Analyse weist, oder darin, daß sie zu einem synthetischen Gesamtbild führt. Die gewöhnlich scharf umrissene Einstellung und Veranlagung des Forschers entscheidet darüber, welcher von diesen beiden Wegen beschritten wird. Die synthetische Betrachtung ist dabei vielleicht der gefährlichere Weg, da sie stets notgedrungen auf lückenhaftem Material aufbaut und sich leicht dem Vorwurf unzureichender Begründung aussetzt. Ihre Schlüsse sind abstrakter, „tatsachenferner", um mit Semper zu reden, und insofern wird sie nicht jeden Naturforscher befriedigen. Sofern sie aber das vorhandene Material logisch richtig verwertet, braucht sie den Widerspruch nicht zu scheuen, da dieser neue Tatsachen ans Licht bringt, alte neuartig beleuchtet, und so dem Fortschritt die Wege ebnet. Die synthetische Betrachtung ist eine Art Selbstbesinnung und Rechenschaftsablegung über Geschafftes und Gedachtes; schädlich wird sie nur, wenn sie, zum ausschließlichen Forschungsfeld geworden, ein von der Tatsachenbetrachtung losgelöstes, rein spekulatives Ziel verfolgt.

Diese methodologische Erwägung möchte ich der Arbeit voranstellen. Gerne gedenke ich dabei der anregenden Diskussionen in meinem Breslauer Kollegenkreise, wenn ich mir auch wohl bewußt bin, in einigen Schlußfolgerungen eigene Wege gegangen zu sein. Die Textfiguren sind von Herrn Oberbergamtszeichner Berger in verständnisvoller Weise gezeichnet worden. Für die sorgfältige Ausführung des Buches bin ich dem Verlage Gebrüder Borntraeger sehr verbunden.

Breslau, im Juli 1923.

S. v. Bubnoff

Inhaltsverzeichnis

Einleitung

In dieser Arbeit wird ein Versuch unternommen, die wichtigsten neueren Ergebnisse über den Aufbau der Erdrinde unter einem einheitlichen Gesichtspunkt zu erfassen und zu diskutieren. Dabei soll nicht das mechanische Moment der Bewegung in den Vordergrund gestellt werden; die gebirgsbildende Kraft bleibt hier außerhalb der Erwägung und wird als gegeben vorausgesetzt. Auf den derzeit noch nicht gelösten Streit, ob Kontraktion, Isostasie, Unterströmung, Polflucht oder etwas anderes das motorische Moment abgeben, kann und soll hier nicht eingegangen werden, da für eine Lösung dieser Frage zur Zeit noch die exakten Voraussetzungen fehlen. Wohl aber dürfen die folgenden Seiten als ein Beitrag zur Schaffung solcher Voraussetzungen gelten.

Der Grundgedanke der Arbeit ist in dem Versuch zu sehen, durch Analyse der epirogenetischen, orogenetischen und tiefenvulkanischen Vorgänge eine Systematisierung der einzelnen Rindenelemente nach ihrem geologischen Gebaren durchzuführen. In den Resultaten weicht dieser Versuch teilweise von anderen, z. B. von dem von Kober (64) ab, und erstrebt vor allem eine einfachere Gliederung. Eine solche horizontale Gliederung führt dann weiter unabweislich zu der Frage nach den Gründen des verschiedenen Verhaltens, zu dem alten, noch ungelösten Problem: warum verhalten sich einige Elemente starr, die anderen plastisch. Die einzig mögliche Antwort ist nur in dem Versuch einer vertikalen oder Tiefengliederung der Schollen zu sehen, da die Unterschiede an der Oberfläche zur Erklärung sicher nicht ausreichen. Dazu dient die tiefenvulkanische Analyse, die auf eine verschiedene Schollendicke, auf eine viel stärkere Beteiligung der basischen Gesteine am Aufbau der labilen Rindenelemente hinweist. Auf diesem Wege folgt der Verfasser einer älteren Anregung Steinmanns und zum Teil den Gedanken Kossmats. Für eine weitere Verfolgung dieses Gedankens war eine Anregung Wegeners wichtig, ohne, daß im übrigen zu den extremen Folgerungen der Kontinentalverschiebungen weitesten Aus-

maßes Stellung genommen wurde. Die Dicke der Gneisunterlage erscheint danach für das starre Verhalten der Schilde, Massive und Blöcke bestimmend. Die Frage, ob diese Unterlage in den „mobilen“ Elementen nur dünn ist, eventuell in den Geosynklinalen fehlt, wird als Möglichkeit zur Diskussion gestellt und an einigen Beispielen erörtert. Ein abschließendes Urteil ist darüber heute noch kaum möglich. Grundlegend bleibt dabei die anfangs entwickelte Schollengliederung, die ein aufgeworfenes Problem darstellt; diesem Problem kann auch eine Kritik der hier entwickelten Gesichtspunkte nicht ausweichen. Die tatsächlichen Grundlagen für die Arbeit bilden Studien des Verfassers in den süddeutschen Gebirgsmassiven; die Einzelbeobachtungen dazu sind zum Teil schon in anderen Arbeiten niedergelegt und werden hier ergänzt und auf ihre Bedeutung für allgemeine Zusammenhänge hin geprüft.

Daneben fußt die Arbeit auf einer Reihe neuerer geotektonischer Untersuchungen und Ergebnisse, unter denen ich vor allem die tiefentektonischen Untersuchungen von Cloos, die Schwereanalyse von Kossmat, die Argandsche Synthese des Alpenbogens nenne. Eine Reihe regionaler und lokaler Ergebnisse in Mittel- und Osteuropa und in Fennoskandia bilden aber nicht minder notwendige Grundlagen der vorgebrachten Anschauung. Damit wird im Gegensatz zu den meisten anderen Synthesen nicht der Bau der tertiären Gebirge, sondern der tief abgetragene Sockel der paläozoischen Systeme zum Ausgangspunkt gemacht, in der Voraussetzung, daß die Systematisierung der hier gewonnenen Erfahrungen das allgemeine Bild fördern muß. Auf die alpinen Gebirge wird mit Bewußtsein nur kurz eingegangen.

Der Verfasser ist sich wohl bewußt, in den folgenden Seiten nur einen Teil des Materials verarbeitet zu haben, welches zur Verfügung steht und welches vielleicht erst in seiner Gesamtheit erlauben würde, zu ganz gesicherten Schlüssen zu gelangen. Es scheint ihm aber, daß die genannten Arbeiten nach einer Lösung in der hier vorgezeichneten Richtung drängen, da sich aus dieser Anschauung heraus viele Widersprüche und offene Fragen erklären, die heute meist mit Stillschweigen übergangen werden. Es scheint ihm ferner, daß die Betrachtungsweise bei manchen regionalen Fragen auch ganz überraschende Einzelergebnisse zeitigt. In diesem Sinne, mehr als aufgeworfene Frage, nicht, als starres Dogma, sind die folgenden Ausführungen zu verstehen. Die hier

vertretene Ansicht wurde zuerst in ganz kurzer Form in einem Habilitationsvorgang im Mai 1921 angedeutet. Eine etwas ausführlichere Begründung, die auch dieser Schrift als Gerüst dient, wurde in einem Vortrag gelegentlich der Jahresversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Breslau (Juli 1922) versucht.

Orogenetische und epirogenetische Analyse

I. Kontinentbildung, Gebirgsbildung und Permanenz

Es ist heute allgemein üblich, zwei ihrem Wesen nach grundverschiedene Arten von Krustenbewegungen zu unterscheiden, deren Definition, zunächst unter Verzicht auf jede genetische Erklärung, durch Stille (58) treffend und klar gegeben worden ist: Als Epirogenesis oder Kontinentalbildung werden strukturerhaltende, weitspannige und säkulare Bewegungen bezeichnet, als Orogenesis oder Gebirgsbildung strukturverändernde, engspannige und episodische Krustenverschiebungen. Ganz so scharf, wie diese Definition es ausspricht, sind die Unterschiede allerdings nicht immer; Stille hat schon als Synorogenese Übergangsformen, d. h. epirogenetische Bewegungen in orogenetischen Zeiten ausgeschieden und ich glaube, daß sich noch andere Zwischenglieder auffinden lassen — orogenetische Bewegungen in epirogenetischen Zeiten —, Zwischenglieder, die bisher noch nicht ins rechte Licht gerückt worden sind und von denen daher weiterhin ausführlicher die Rede sein soll[1]). Damit ist aber eigentlich der Kreis geschlossen, und die Frage nach der Äußerung und gegenseitigen Beziehung dieser verschiedenen Prozesse taucht auf.

Das Wesen epirogenetischer Prozesse wird meines Erachtens erst klar, wenn man berücksichtigt, daß es sich hier nicht um ein einfaches, wahlloses Steigen und Sinken einzelner Rindenteile handelt, sondern um ein differenzielles Verhalten bestimmter, scharf umrissener Großschollen, welche ganze Formationen hindurch ihren spezifischen epirogenetischen Charakter beibehalten. Fennoskandia, die russische Tafel, die mitteleuropäische Schollenlandschaft, die alpine Geosynklinale sind solche Elemente, deren epirogenetisches Schicksal verschieden, aber recht scharf umrissen ist. Das bedeutet aber mit anderen Worten: die epirogenetische

[1]) Auch Stille kommt neuerdings zu einem ähnlichen Ergebnis (vergl. 65).

Gestaltung der Großschollen beruht nicht auf einer Wirkung differenzierter Kräfte auf ein stofflich homogenes Material, sondern auf einer primären Verschiedenheit dieses Materials selber (vergl. auch Stille 65).

Allein auf dieser Basis ist auch eine Diskussion des Problems der Permanenz der Kontinente und Ozeane möglich, eine Diskussion, die wohl schon heute zu wesentlich übereinstimmenden Ergebnissen geführt hat, sofern man nur die Problemstellung richtig formuliert. Ohne die Frage selbst im einzelnen zu diskutieren, möchte ich hier nur das kurz erwähnen, was sich meines Erachtens als wesentliches Ergebnis der Diskussion über das Permanenzproblem herauskristallisiert (vergl. Lit. 51 und 20, S. 157—185).

Nicht die Grenze von Schelf und Tiefsee ist für das Permanenzproblem entscheidend. Die Kontinente und Meere in ihrer heutigen Gestalt sind zweifellos nicht permanent, da sie von geokratischen und thalattokratischen Perioden weitgehend modifiziert worden sind. Dagegen setzen sie sich aus einzelnen Elementen zusammen, die ihren epirogenetischen Charakter durch ganze Perioden, ja zum Teil durch die ganze Erdgeschichte hindurch beibehalten, sofern dieser Charakter nicht durch orogenetische Phasen und „Strukturänderung“ umgestempelt wird.

Man kann dann deutlich vier solche Elemente unterscheiden, von denen zwei als stetig, zwei als wandelbar zu bezeichnen sind. Es sind das:

1. die permanenten Kontinentblöcke von stetiger Hebungstendenz;
2. die permanenten Ozeane von stetiger Senkungstendenz;
3. die schwach mobilen Schelfe, zwischen Flachland und Flachsee schwankend:
4. die stark mobilen Geosynklinalen, zwischen Tiefsee und Hochgebirge pendelnd.

Kober (64) hat daher entschieden recht, wenn er den Gegensatz von „erstarrten Massen“ und orogenetischen Zonen scharf betont. Meine etwas weitergehende Gliederung soll darüber hinaus die tektonische Gleichwertigkeit der hier genannten vier Elemente aufzeigen.

Das epirogenetische Verhalten dieser vier Elemente ist grundverschieden und findet seinen Ausdruck in der ganz abweichenden Sedimentationsart. Aber ganz verschieden ist auch die Orogenese

in diesen vier Rindenelementen. Von den von Stille (56) aufgestellten vier Formen der Orogenese: Deckengebirge, Faltengebirge, Bruchfaltengebirge, Blockgebirge sind die einzelnen Typen ganz spezifisch an bestimmte epirogenetische Einheiten gebunden, und zwar Deckengebirge und Faltengebirge an die Geosynklinalen, Bruchfaltengebirge und zum Teil Blockgebirge an die Schelfe und die letzten zum Teil an die Kontinentblöcke. Man kann sagen, daß schon eine Betrachtung des tektonischen Verhaltens einer Scholle über ihren epirogenetischen Charakter Aufklärung geben kann. Schließlich ist auch das, was wir oben als Synorogenese und Übergangsbewegungen im allgemeinen bezeichnet haben, in den einzelnen Elementen von ganz verschiedener Art.

Immerhin, das für Orogenese und Epirogenese Gesagte gilt auch hier: die Natur kennt keine scharfen Grenzen und jede Systematik ist etwas, was man von außen in sie hineinträgt. Schon wenn man zugibt, daß ein Element sich im Lauf der Zeit in ein anderes verwandeln kann, erkennt man die Möglichkeit von Zwischenbildungen an. Das ist kein Gegenbeweis; im weiteren Verlauf der Untersuchung werde ich zeigen, daß diese Zwischenglieder eine notwendige und sinngemäß einzuordnende Erscheinung darstellen.

Es gilt jetzt nun, zu zeigen, wie diese Elemente im einzelnen orogenetisch und epirogenetisch zu definieren sind. Es wird sich dann weiter das Bedürfnis nach einer stofflichen Erklärung einstellen, die auf einer tiefentektonischen Analyse beruhen wird, indem zu zeigen ist, daß auch das plutonische Verhalten der vier Elemente ganz verschieden ist.

II. Die Kontinentblöcke und Blockmassive

1. *Epirogenesis*

Unter diesem Namen fasse ich diejenigen Gebiete zusammen, welche durch lange Zeiträume hindurch einer epirogenetischen Hebungstendenz unterliegen. Es besteht heute kein Zweifel, daß solche Gebiete nicht nur vorhanden sind, sondern auch einen erheblichen Bruchteil der Erdrinde darstellen. Es sind die wichtigsten permanenten Züge im Antlitz der Erde. Die Unterschiede, die zwischen ihnen im einzelnen gemacht werden können, sind rein gradueller Natur und zeigen bloß, ob ein solches Gebiet stetig und von wann ab es als Block auftritt.

Als Blöcke erster Ordnung sind die alten Schilde anzusehen, die seit dem Archaicum überhaupt ihren Blockcharakter nie aufgegeben haben und kaum einer Meerestransgression zum Opfer gefallen sind. Teile Afrikas, Brasiliens, Indiens, Australiens, der Kanadische Schild, das podolische Massiv entsprechen mehr oder weniger dieser Definition. Der skandinavische Schild und Angaraland gehören auch dazu, haben aber erst später diesen stetigen Charakter angenommen. Für Fennoskandia gilt er seit dem Devon, im Angaraland tritt er erst später in Erscheinung; wir wissen nämlich heute, daß das karbonische Meer in brachiopodenreicher Kalkfazies am Enissej weit nach Süden reicht und daß diese Sedimente nachträglich noch schwach gefaltet wurden (41). Auch später war es örtlich (Lena, östl. Ural usw.) und kurze Zeiten hindurch (Rhät, Dogger, Tertiär) Schauplatz mariner Überflutungen.

Wenn sich hier schon eine gewisse Instabilität äußert, die sich vor allem gelegentlich in dem Sedimentationscharakter dieser Bezirke ausdrückt, so entspricht eine andere Gruppe, die ich als Blockmassive oder als Massive zweiter Ordnung ausscheiden möchte, einem etwas anderen Typus. Ich verstehe darunter die Gebiete, welche erst später, vor allem infolge der kaledonischen oder variscischen Faltung ihren Blockcharakter erworben haben, ihn aber meist nicht so zäh beibehielten und gelegentlich doch wieder zu einem Sedimentationsraum werden konnten. Als Beispiel kann ein Teil Großbritanniens gelten. Er zeigt einen ausgeprägten Kontinentcharakter im Devon bis nach Belgien hinein, verliert ihn aber dann wieder, und nur die ältesten, stabilsten Teile, wie die schottischen Hochlande, behalten ihn bis heute bei: Im Gebiet der karbonischen Faltung sind diese Blöcke besonders deutlich. Die kristallinen Kerne von der böhmischen Masse bis zum Zentralplateau und bis Armorika sind derartige Blöcke.

Als Beispiel kann hier der Schwarzwald gelten, welcher nach der karbonischen Faltung durch Angliederung von Kulm- und Devonfalten sein ausgesprochenes Blockgepräge erhalten hat, es dann aber im älteren Mesozoikum zugunsten einer „Schelfnatur“ durch Versenkung aufgab, um im Tertiär wieder als Block in Erscheinung zu treten. Aber auch im Mesozoikum bleibt er, wie Deecke (22) hervorhebt, eine Grenze und ein Gebiet abweichender Sedimentation, welche ihn von seiner Umgebung unterscheidet.

Für die Blöcke zweiter Ordnung ist es mithin charakteristisch, daß jeder von ihnen sich in bezug auf die Epirogenesis der um-

gebenden Areale etwas verschieden verhält, aber dieselbe bis zu einem gewissen Grade mitmacht. Die Juratransgression der südwestdeutschen Gebirge fehlt im Zentralplateau, in Armorika und in Böhmen, ist aber in Süddeutschland vorhanden, die Kreidetransgression ist in Böhmen sichtbar, fehlt aber den westlichen Gebieten; sie sind mithin nicht so unbedingt unabhängig von ihrer weiteren Umgebung, wie die Massive erster Ordnung und bilden mit ihr zusammen das, was man einen „inhomogenen Schelf" nennen kann.

2. *Sedimentation*

Für die Blöcke ist der gelegentlich deutlich mögliche Nachweis von isostatischen Prozessen besonders bezeichnend. Für den Schwarzwald habe ich seinerzeit die Beteiligung isostatischer Prozesse an der tertiären Heraushebung nachzuweisen versucht (14). Für Fennoskandia kann die Mitwirkung der Isostasie an der nachdiluvialen Heraushebung auch als erwiesen gelten. Die Blöcke sind ja als Gebiete vorwiegender Hebungstendenz vor allem Abtragungsräume; infolgedessen wird in ihnen vor allem die fortschreitende Unterbelastung zu einem isostatischen Ausgleich führen müssen, wenn auch die Frage, was hier Ursache und was Wirkung ist, nicht immer und nicht leicht zu lösen ist.

Wenn nun die Blöcke auch Abtragungsräume par excellence sind, so wird doch gelegentlich auch in ihnen eine Sedimentation möglich sein. Sie trägt dann aber vorwiegend einen terrigenen Charakter. Das Old red Schottlands und Englands, die Wisingsö-Formation Schwedens, die Karru-Formation Afrikas, die Jurakohlen Sibiriens sind Beispiele von Sedimentation in Blockgebieten. Es sind die Indizien einer unterbrochenen Hebung, die entweder wieder beginnen kann, oder eine Auflösung des Blockgebietes vorbereitet. Im ersten Fall ist der vollständige epirogenetische Zyklus des Blockes durch die Folge: Abtragungsfläche — terrigenes Sediment — Kohlenbildung — terrigenes Sediment — Abtragungsfläche umschrieben, im zweiten geht er in den normalen, noch zu besprechenden Zyklus der Schelfe über.

3. *Struktur*

Unter den gelegentlichen und spärlichen Relikten späterer Sedimentationsphasen in meistens flacher Lagerung bestehen die Blöcke aus einer engspannigen Faltenstruktur kristalliner oder

mindestens ziemlich stark metamorpher Gesteine. Dadurch schon wird es deutlich, daß die Blockbildung auf orogenetische, wenn auch weit zurückliegende Prozesse zurückgeht.

Der Sinn und die Bedeutung dieser Tatsache liegt darin, daß auf diese Weise Verdickungen, Knäule, geschaffen werden, von konzentrierter und kaum weiter zu verdichtender Struktur; die Mittel dazu sind teils tektonisch, teils magmatisch. In seiner Studie über die Scholleneinschlüsse in schlesischen Graniten hat Cloos (16) diesen Prozeß an dem Beispiel der konkordanten und diskordanten Granite im einzelnen verfolgt und analysiert. Es kann aber mit Recht bezweifelt werden, daß das Gebiet der heutigen Kerne, besonders solcher zweiter Ordnung, vor der Versteifung durchweg als „mobil" gegenüber orogenetischen Prozessen anzunehmen ist. Meistens ist der Vorgang komplizierter und der Block ist schon durch einen versteiften Kern aus einer früheren Faltungsphase vorgebildet.

Das zeigt sich deutlich im Schwarzwald, wo die zentrale Gneismasse einem alten, präkarbonischen Kern entspricht, an den erst später die weniger metamorphen Kulm- und Devonfalten und die Granitkränze angegliedert wurden (14). In den Vogesen bilden die Markircher Gneise, im Odenwald die Böllsteiner Masse einen jedenfalls prävariscischen Kern (10). An die ältere böhmische Masse, deren Ausdehnung freilich noch nicht feststeht, sind erst im Paläozoikum die Girlanden des Fichtel- und Erzgebirges und der Sudeten angegliedert worden.

Die Gebirge an der Südküste Afrikas sind ein weiteres Beispiel. Endlich sind die katarchäischen Gneise Westschwedens und Karelens ein Beispiel dafür, daß selbst den jungarchäischen Falten ein versteiftes Vorland nicht fehlte. Die Blöcke wachsen durch orogenetische Angliederung, ein Vorgang, den ich im Schwarzwald seinerzeit eingehender beschrieben habe (14).

4. Grabenbildung

Die orogenetische und insbesondere die tiefentektonische Versteifung der Blöcke zeichnet auch ihr weiteres orogenetisches Schicksal vor. An dem Beispiel des Schwarzwaldes habe ich seinerzeit gezeigt, daß die versteifte Scholle auf neue Impulse nur unvollkommen durch die Wiederbelebung alter Linien reagiert (14), die aber sämtlich als Brüche, d. h. als die Feinstruktur durchschneidende Indikatoren spröder Reaktion erscheinen. In anschau-

licher Weise hat das Cloos (18) für die Sudeten geschildert: „Hier kann man wohl sagen, daß die jüngere, „saxonische“ Gebirgsbildung die Arbeit der älteren, „varistischen“ wieder aufnehme und folgerichtig weiter entwickelte, wenn auch mit anderen, minder erfolgreichen, weil minder gefügigen Mitteln.“ Der Neißegraben ist „nichts als der Ausdruck eines „Versuches“, mit den unzureichenden Mitteln gerader Brüche Bögen zu bilden oder nachzubilden. In ähnlichem Sinne ist die ganze wirre Tektonik der Gegend von Kudowa eine „schlechte Imitation“. Man kann gleichsam sagen, daß die nach Stille strukturverändernde Tätigkeit der Orogenese im einzelnen in den Blöcken nicht mehr gelingt und nicht mehr gelingen kann. Ihre Äußerung reduziert sich also auf eine Zerlegung des Blockes in Schollen, deren Grenzen mehr oder weniger unvollkommen den alten Strukturlinien entsprechen. Die in variscischer Richtung verlaufenden Rotliegendgräben des nördlichen Schwarzwaldes, die die alte Tektonik nachbildenden herzynischen Gräben im südlichen Schwarzwald, der die Nordsüdlinie der Sudeten ablösende Neißegraben, die Grabenbrüche des Venern- und Vetternsees in Fennoskandia sind Beispiele dieser Reaktionsart der Blöcke; man könnte sie beliebig vermehren, doch ist der Vorgang zu allgemein bekannt, um sich bei ihm im einzelnen aufzuhalten. Besonders die Ränder der Blöcke können sich dabei gelegentlich in ein Blockgebirge auflösen (Ostrand der rheinischen Masse nach Stille).

In großartigstem Ausmaß ist endlich die Grabenbildung in dem afrikanischen Block ausgebildet. Es braucht hier nur auf die schöne Arbeit von Krenkel (38) verwiesen zu werden und auf die Deutung, welche Kossmat (36) diesen Erscheinungen gegeben hat. Gleichzeitig und unabhängig davon ist ja auch Cloos auf Grund seiner tiefvulkanischen Studien zu derselben Anschauung gelangt (17).

Die Grabenbildung und die Blockgebirgsbildung erscheint mithin als Funktion der Stärke der Versteifung des Blockes einerseits und der Stärke des orogenetischen Impulses anderseits und kann als Indikator für beide gelten.

5. Syngenetische Bewegungen

Unter dem Ausdruck Synorogenese hat Stille (58) bestimmte weitgespannte „undatorische“ Verbiegungen zusammengefaßt, die

Übergangsbildungen zwischen Orogenesis und Epirogenesis darstellen, aber vor allem an orogenetische Phasen gebunden sein sollen. Es scheint mir, daß es daneben auch andere Übergangsformen gibt, die nicht so streng an orogenetische Zeiten gebunden sind, aber durch ihren Verlauf doch eher an die Orogenesis, als an die Epirogenesis anschließen, wenn ihre Äußerung auch mehr un-



Fig. 1. Die Nachbildung des Alpenbogens im variscischen Gebiet.

datorischen Charakter besitzt[1]). Es sind orogenetische Reaktionen stärker versteifter Massen. Ich gehe hier auch am besten von Einzelbeispielen aus.

Für die süddeutschen Massive hat van Werveke als erster auf die weitgespannte Wellung aufmerksam gemacht, die durch das NO streichende Großfaltensystem: Belforter Senke, Vogesen-Schwarzwald, Zabern-Kraichgau, Pfälzerwald-Odenwald, Saarbecken-Wetterau, Rheinisches Schiefergebirge gekennzeichnet ist. Dasselbe erkennt man am Zentralplateau, wo aber das Streichen der Großfaltung mehr N-S gerichtet ist: die einzelnen Elemente sind hier: Rhonebecken, westliches Zentralplateau, Loirebecken, Forezsporn,

[1]) Wie gesagt, macht auch Stille (65) neuerdings auf solche Prozesse, allerdings in etwas anderem Zusammenhang, aufmerksam.

Allierbecken. Die sich hierbei ergebende Bewegung betrifft ein Gebiet, welches aus Blöcken zweiter Ordnung und aus Schelfen zusammengesetzt ist, und welches, wie ich schon sagte, im ganzen eher als inhomogener Schelf zu bezeichnen ist. Ich ziehe es aber vor, dasselbe zunächst hier zu behandeln, da es immerhin die Bewegungen der blockartigen kristallinen Unterlage gut verdeutlicht. Der großzügige Bogen der Westalpen wird also durch die versteiften Vorlandschollen, allerdings unvollkommen, wiedergegeben. Ist diese Bewegung rein synorogenetisch im Sinne Stilles? Ich glaube kaum; schon früher wies ich darauf hin, daß die alpine Orogenesis, wie der Jura zeigt, im Pliozän zu Ende geht, daß aber die genannte Großfaltung, wie die pliozäne Verebnungsfläche beweist, jünger sein muß (11). Sie ist aber auch älter: die schönen Untersuchungen Rügers haben (43) gezeigt, daß die Kraichgausenke schon im Lias angedeutet ist, daß also diese Großfaltung ein altes, immer wieder auflebendes Element darstellt, welches nicht an orogenetische Phasen gebunden ist, da es z. B. auch an der Rhät-Lias-Grenze in Erscheinung tritt. Es ist einfach die spröde Reaktion der Blöcke auf einen stetig aus SO wirkenden Druck, ja man könnte vielleicht sagen, eine orogenetische Äußerung in epirogenetischen Zeiten. In den Blöcken ist sie weitspannig (undatorisch), im Tafeljura und in den dem Rhonebecken vorgelagerten Juraplatten Ostfrankreichs kurzspannig (undulatorisch). Wir werden sie weiterhin bei den Schelfen in viel deutlicherer Weise wiederfinden. Gerade der Gegensatz der undulatorischen Verbiegungen und der strukturverändernden Brüche im Schelfe des Tafeljuras einerseits, der undatorischen Verbiegungen und strukturnachbildenden Brüche in den süddeutschen Blöcken anderseits ist geeignet, das Wesen der Blockreaktion besonders klarzustellen. Ich glaube, daß auf diese „syngenetischen" Prozesse bisher zu wenig geachtet wurde und daß sie einer gründlicheren Prüfung bedürfen. Die Auflagerungsflächen von Sedimentrelikten in den Blöcken und ihre Höhenlage könnte als methodisches Merkmal verwendet werden. Ich denke dabei z. B. an die paläozoischen Relikte in Fennoskandia.

6. *Transversalverschiebungen*

Wir kommen damit zu einem dritten, für das orogenetische Gebaren der Blöcke ungemein bezeichnenden Element, dessen Bedeutung und Erscheinungsform bisher noch gar nicht gewürdigt

wurde und erst durch neuere Studien ins rechte Licht zu rücken beginnt. Außer einigen alpinen Arbeiten (Heim, Heritsch) kommen dafür Untersuchungen von Cloos, Bubnoff und Röhrer (42) in Frage. Auch auf die Arbeit von B. Asklund über ähnliche Erscheinungen in Fennoskandia sei hierbei hingewiesen (69).

Es scheint mir notwendig, diese Frage etwas ausführlicher zu behandeln, da sie für das Verständnis der Tektonik von allergrößter Bedeutung ist. Man kann dabei den empirischen Weg des Tatsachenbefundes oder den Weg der mechanischen Analyse gehen: Ziel und Ergebnis sind wesentlich die gleichen. Ich möchte hier mit dem zweiten Gedankengang beginnen und die Folgerungen dann an den Einzelergebnissen prüfen.

Ein Rindenstück, welches horizontalem Druck ausgesetzt ist, wird sich falten, d. h. seine Struktur durch Ausweichen in der Vertikalen oder senkrecht zum Druck verändern, wenn es genügend nachgiebig (mobil im Sinne Stilles) ist. Trifft das nicht zu, so sind zwei Möglichkeiten gegeben. Im ersten Falle widersteht es dem Druck, welcher sich nur in seiner Umrandung geltend macht und diese an den Block heranpreßt, wobei Unterschiebungs- oder Überschiebungserscheinungen auftreten. Das ist ja im einzelnen von Suess eingehend analysiert worden. Die Überschiebung der helvetischen Decken über das Aarmassiv kann als Beispiel gelten. Die Unterschiebung des Kulms unter die Gneise des südlichen Schwarzwald ist ein, in der Erscheinung abweichender, im Prinzip gleicher Vorgang. Darüber habe ich seinerzeit eine eingehende Studie veröffentlicht (14). Im zweiten Falle wird die Blockmasse vom Druck als Ganzes nach vorne bewegt, was besonders dann möglich ist, wenn ihr faltbare, weniger widerständige Komplexe vorgelagert sind.

Diese Möglichkeit wird vor allem durch folgende Überlegung klar: stoßen eine faltbare und eine starre Masse dergestalt aneinander, daß ihre Grenze etwa in der Druckrichtung verläuft, so wird die erste durch den orogenetischen Druck gefaltet. Wie Ampferer (1) zum erstenmal betont hat, ist eine starke Faltung mit der Ausbildung von Diskontinuitätsflächen im Untergrund der Faltung verbunden. Wenn nun der Block nicht gefaltet wird, so muß er sich etweder längs einer Diskontinuitätsfläche in seinem eigenen Liegenden in der Richtung des Druckes verschieben, oder es muß sich an der Grenze von Falten und Block eine Störung ausbilden, die einer vertikal stehenden Diskontinuitätsfläche ent-

spricht, oder endlich die Falten müssen den Block umschlingen. Andere Möglichkeiten sind nicht vorhanden. Bisher wurde aber eigentlich nur die letzte in Betracht gezogen. Daß die anderen auch in Frage kommen, kann an einem Beispiel gezeigt werden: Die karbonische Faltung stellt fraglos eine sehr beträchtliche Raumverkürzung der westeuropäischen Scholle dar, welche im Bereich der russischen Tafel nicht kompensiert ist; die schwache, zudem permische oder nachpermische Donezfaltung reicht hierzu bei weitem nicht aus. Das muß man sich vor Augen halten, um schon rein theoretisch zu dem Postulat von Transversalverschiebungen am Rande der russischen Tafel zu kommen. In der Tat ist nun für die der Grenze der russischen Tafel parallelen Störungen Ostdeutschlands dieser Charakter durch Cloos (15) nachgewiesen worden. Es gehören hierzu, wie wir heute schon sicher wissen, der Ostabbruch der Sudeten und die Lausitzer Überschiebung. Sehr wahrscheinlich kommt derselbe Charakter dem nördlichen Harzrand und der südlichen Thüringerwaldstörung (12) zu[1]. In Westdeutschland tritt dieselbe Erscheinung an den „rheinischen" Nord-Süd streichenden Linien zutage, vor allem an der Otzbergspalte im Odenwald und am westlichen Schwarzwaldrand.

Diesen allgemeinen Zusammenhang hat neuerdings Cloos dargelegt, auf die daraus hervorgehende Bewegung der Schollen nach NNW und vor allem auch auf die Gebundenheit der Linien an ältere Massen und ihre Grenzen hingewiesen. Denn der Sudetenrand steht in deutlichem Zusammenhang mit der Eulengebirgsmasse, die Lausitzer Linie mit dem Erzgebirge, die Thüringerwaldspalte mit der Gneismasse von Ruhla, die Otzbergspalte mit der Böllsteiner Masse, der Rheintalrand mit dem Gneismassiv des Schwarzwaldes. Nach Mitteilungen von Wurm und Kraus ist auch vom Rande des Fichtelgebirges und der Vogesen Ähnliches anzunehmen.

Ich werde im weiteren bei der Besprechung des tiefentektonischen Gebarens der Grenze von Block und Schelf auf die Einzelheiten noch zu sprechen kommen und vor allem zeigen, daß diese Erscheinung der Blockverschiebung auch anderen Gebieten nicht fremd ist. So scheint die Ostgrenze der schwedischen katarchäischen Gneise in Fennoscandia eine ganz ähnliche Bedeutung zu

---

[1]) Das geht auch aus Mitteilungen von A. Wurm über den westlichen Fichtelgebirgsrand hervor.

besitzen. Hier schält sich zunächst nur das Ergebnis heraus, daß die Transversalverschiebungen das dritte bezeichnende orogenetische Element der Blöcke darstellen.

Ihr Auftreten in den Faltengebirgen kann nicht überraschen, wenn man bedenkt, daß es sich hier teils um Einwirkung des Druckes auf eine durch Faltung schon versteifte Scholle, teils um alte Anlagen handelt.

III. Die Schelfe

1. *Epirogenesis und Sedimentation*

Als Schelf wird in dem gegenwärtigen Antlitz der Erde das Gebiet zwischen dem Ufer und dem Abfall des Flachmeeres zur Tiefsee verstanden, also das Gebiet der Epikontinentalmeere. Die Landgrenze der Schelfe ist somit etwas durchaus Willkürliches und hängt von Schwankungen des Meeresspiegels und Bodenbewegungen ab. Wenige Meter Senkung würden genügen, um einen großen Teil Norddeutschlands unter Wasser zu setzen, wenige Meter Hebung, um England mit dem Kontinent zu verbinden. Will man dem Worte Schelf also eine geologische, d. h. über das Gegenwärtige hinaus geltende Bedeutung beilegen, so kann man Flachland und Flachsee nicht trennen, sondern muß nach anderen Grenzlinien suchen. Diese sind durch die epirogenetischen Vorgänge gegeben, d. h. durch die Grenzen der großen Transgressionen der Erdgeschichte.

Die Grenze von einem alten Massiv und einem Schelf, von zuweilen überflutetem und nie überflutetem Gebiet, ist hierbei von Wichtigkeit. Wo diese Grenze tektonisch bedingt ist, wie z. B. im jüngeren Tertiär des Rheintalgrabens, oder im Jura am Rande der Böhmischen Masse, ist die Unterscheidung nicht schwer. Wo sie dagegen als flache Auflagerung erscheint, wie etwa im Devon in Osteuropa, wo die Oldredschichten oder das Silur auf den Sockel Fennoskandias transgredieren, da ist überhaupt keine scharfe Grenze zu finden. Die Schelfe sind eben ihrem Wesen nach mit den Blöcken durch alle Übergänge verknüpft. So ist Südfennoskandia im Silur und Kambrium noch Schelfgebiet, so werden Blöcke zweiter Ordnung gelegentlich dem Schelfgebiete einverleibt, wie die süddeutschen Blöcke im Jura. Der epirogenetische Charakter der Schelfe ist trotzdem ein anderer: nicht stetige Hebung, sondern langsames Pendeln zwischen Epikontinentalmeer und Flachland ist

für sie charakteristisch, wobei aber die weitreichende gleichsinnige Bewegung großer zusammenhängender Areale, oft ohne deutliche Bezugnahme auf orogenetische Prozesse, zu betonen ist. Soweit man auf der Welt große Regressionen und Transgressionen kennt, haben diese im wesentlichen die Schelfe betroffen und sind für diese charakteristisch. Der weitspannige, undatorische Charakter der Epirogenesis kommt daher in den Schelfen am deutlichsten zum Ausdruck.

Damit ist auch der Sedimentationscharakter der Schelfe bestimmmt: im Gegensatz zu den Blöcken sind sie vor allem Sedimentationsgebiete, wobei die Auffüllung nur gelegentlich durch Emersion und Abtragung unterbrochen wird. Den weitspannigen, langsamen Bewegungen entspricht dabei eine Gleichförmigkeit der Sedimentation über große Areale und ein langsamer, stetiger Wechsel der Sedimentationsprodukte in horizontaler und vertikaler Richtung. Die Unterscheidung größerer und kleinerer Zyklen, charakterisiert durch die Folge Transgression—Inundation—Regression—Emergenz mit den jeweils dafür bezeichnenden Sedimenten ist daher in den Schelfmeeren oft besonders gut zu verfolgen und das Walthersche Gesetz von der Korrelation der Fazies hat für sie vor allem Gültigkeit. Als Beispiel könnte man die kleinen Zyklen im Epikontinentalmeer der helvetischen Kreide, die Arbenz beschrieben hat (2), anführen, und die im Gegensatz zur „orogenen Sedimentation“ der eigentlichen Geosynklinale stehen. Der devonisch-karbonisch-permische Zyklus der russischen Tafel kann als Beispiel eines Großzyklus gelten:

Oberdevon — sandig, beginnende Sedimentation, zum Teil Festland
Unterkarbon — Transgression, Kohlenbildung
Mittelkarbon — Unterperm — Inundation — Kalkbildung
Oberperm — Sandig-tonig mit Gips und Salz, Regression, Reliktenseen
Trias — Unt. Jura — Emergenz, Abtragung.

Die Grundzüge dieser Regelmäßigkeit sind auch in anderen Schelfen nachzuweisen, wenn sie dort auch, infolge der stärkeren orogenetischen Reaktionen, auf die ich gleich zu sprechen komme, oft weniger klar in Erscheinung treten.

Betrachten wir nun eine Karte der rezenten Meerestiefen und vergleichen die Ausdehnung der Flachmeere auf derselben mit

der Ausdehnung von alten Flachmeeren, so wird ohne weiteres klar, daß das Verhältnis sich zuungunsten der Schelfe verändert hat. Derartig flache, weit ausgedehnte Schelfe, wie sie früher, z. B. in der Trias und im Jura bestanden haben und vor allem durch die Kombination von Flachsee und landfernen Sedimenten gekennzeichnet sind, dürften heute zu Seltenheiten gehören. Vielleicht läßt sich darin ein weiterer Hinweis auf das Wachsen der Blöcke, auf eine schärfere Sonderung der Rindenelemente durch Zusammenschub sehen.

2. Syngenetische und orogenetische Bewegungen

Die orogenetische Charakterisierung der Schelfe ist nicht in eine kurze Formel zusammenzufassen. Die Schelfe sind bis zu einem gewissen Grade ein Übergangsglied, welches zwischen Block und Geosynklinale vermittelt und schließen sich damit bald mehr dem einen, bald mehr dem anderen Typus an: Allgemein kann gesagt werden, daß sie den orogenetischen Druck benachbarter Gebiete in wechselnd starkem Maße reproduzieren, indem sie sich bald mehr dem Blocktypus, bald mehr dem der Geosynklinale anschließen. Bei einigen Schelfen macht sich hierbei die Orogenesis der umgebenden Scholle vor allem an den Rändern bemerkbar, bei anderen ergreift sie die ganze Masse, ist dann aber auch noch oft genug von der Gestaltung der Ränder abhängig, was sich besonders in der durch Stille beschriebenen Rahmenfaltung kundgibt. Um das zu zeigen, will ich auch wieder von konkreten Beispielen ausgehen und dabei den Typus eines orogenetisch trägen und eines „labilen“ Schelfes auswählen — der russischen Tafel und des saxonischen „Faltungsfeldes“.

Die russische Tafel

Die russische Tafel wird gewöhnlich als ein besonders charakteristisches Beispiel eines stabilen, orogenetisch trägen Gebietes angesehen, in dem nur ganz weitspannige epirogenetische Bewegungen den rhythmischen Wechsel von Land und Meer hervorrufen; sie ist also ein typischer Schelf nach unserer Definition. Immerhin sind hier die wichtigsten tektonischen Merkmale durch einige bezeichnende Züge markiert.

Vor allem hat Karpinsky (29) darauf hingewiesen, daß die Transgressionen im Gebiete der russischen Tafel zwischen der N—S- und der WNW—OSO-Richtung regelmäßig rhythmisch alternieren,

also den beiden wichtigsten Randfaltungen der Tafel (Ural und Donez) folgen. Ferner geht aus der Tetjaeffschen Übersichtskarte des Paläozoikums in Rußland deutlich hervor, daß die am-

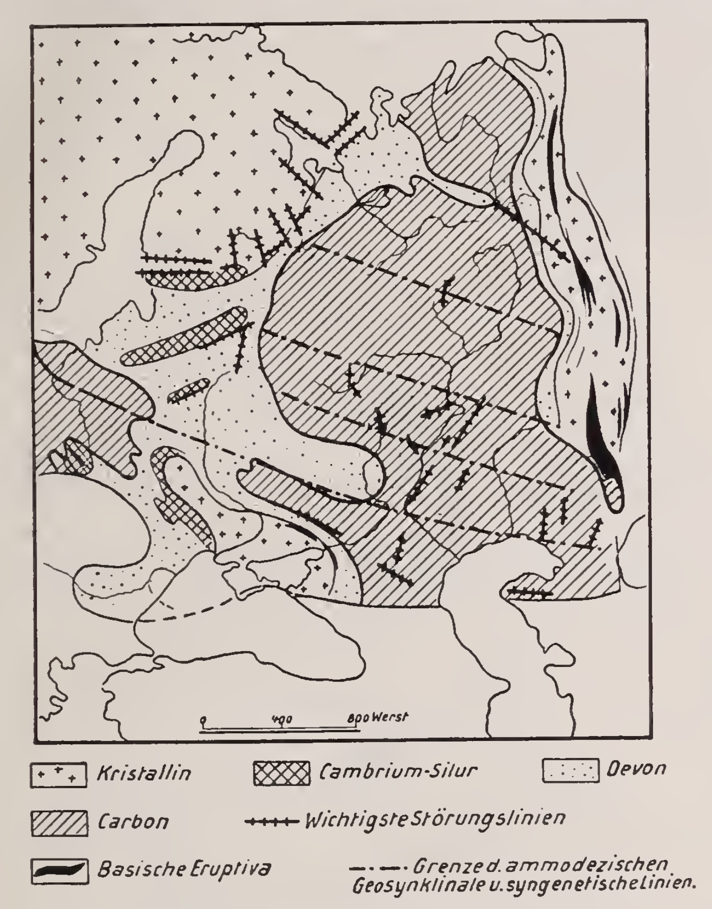


Fig. 2. Orogenetische Skizze des paläozoischen Osteuropas. Nach Karpinski, Tetjaev und Stepanov.

modezische (Donezbecken)-Richtung im Süden, die kaledonische Richtung im NW die Verteilung der Formationen bestimmen und die Gestalt des riesigen Moskauer Karbonbeckens bedingen; besonders an der großen WNW streichenden „zentralen Devonachse" südlich von Moskau, einem weitspannigen, aber deutlich tektonisch orientierten Element, ist diese Großtektonik erkennbar.

Endlich läßt die neueste tektonische Skizze Rußlands von Karpinsky klar erkennen, daß die kleinen tektonischen Störungen

der Tafel im wesentlichen auf ihre Ränder beschränkt sind und in deutlicher Abhängigkeit von ihrer Bewegungsrichtung stehen. In der Hinsicht ist auf die nordwestlichen Randstörungen der Tafel und auf die kambrisch-silurischen, kaledonisch gerichteten Falten von Twer und Pleskau hinzuweisen, ferner auf die den

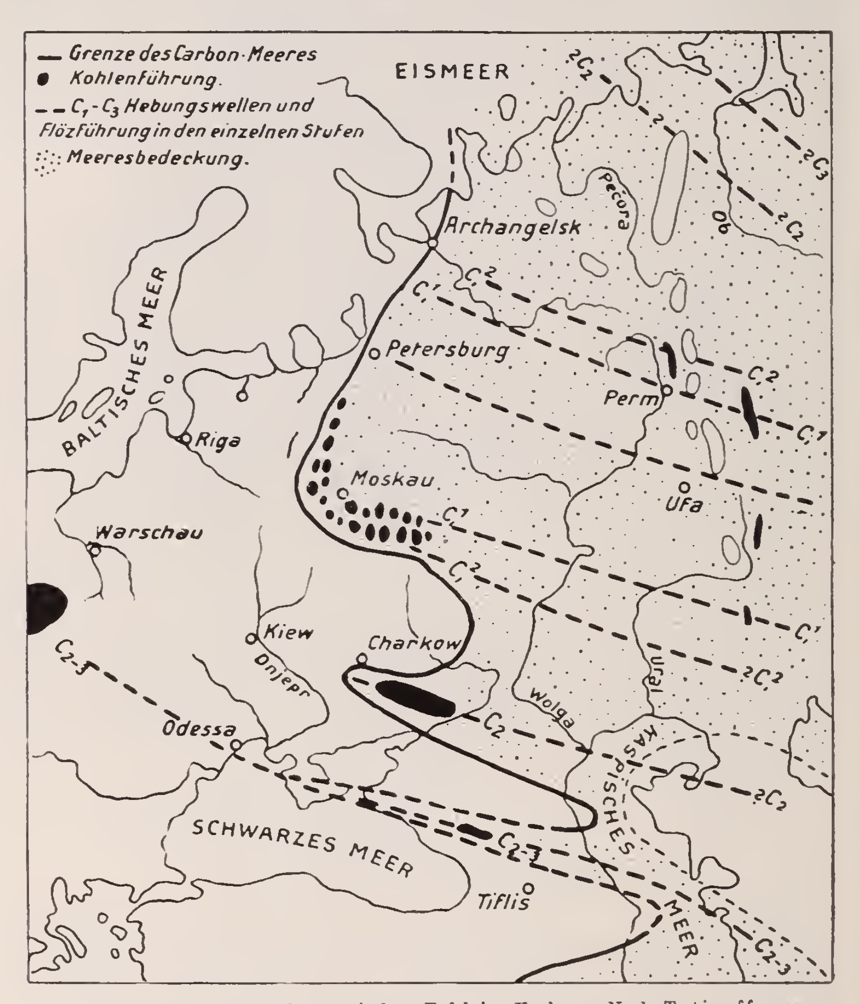


Fig. 3. Synorogenese der russischen Tafel im Karbon. Nach Tetjaeff u. a.

Donezfalten und dem polnischen Mittelgebirge parallelen Störungen Südrußlands, endlich auf die „uralischen" Störungen des Wolgagebietes. Die Folgerungen aus diesen Erscheinungen hat z. T. schon Soboleff gezogen (50). Neben diesen Hauptelementen der

Schelftektonik hat dann Tetjaeff (61) auf eine regelmäßig NW—SO gerichtete Verteilung der Faziesstreifen im Karbon aufmerksam gemacht, die sich vor allem darin äußert, daß die produktive Zone, einer Hebungswelle im Karbonmeer entsprechend, stetig und regelmäßig gegen SW und NO fortschreitet.

Im mittleren Teil der Tafel, längs einer Linie Moskau—Südural—Turkestan war während des ganzen Karbons ein tieferes Meer. Einer Linie Rjasan—Mugodjaren einerseits, und ihrer

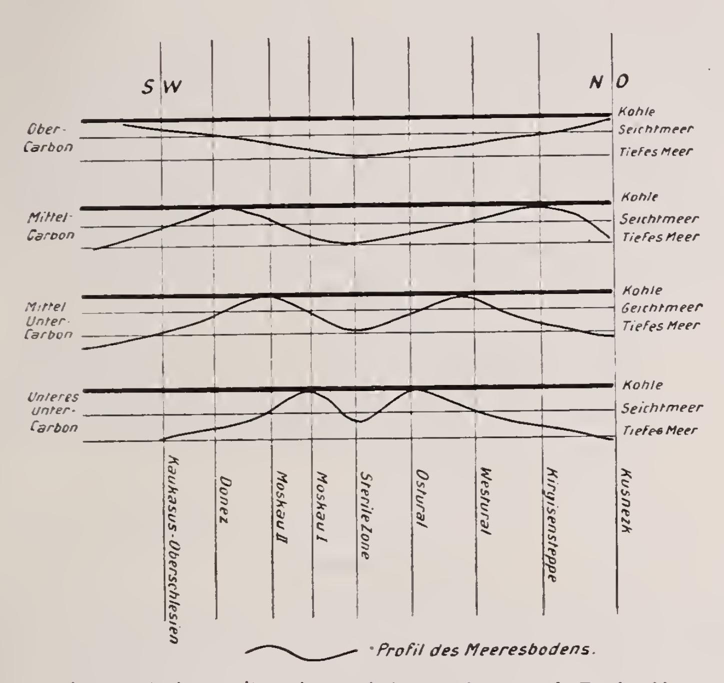


Fig. 4. Faziesverteilung im russischen Karbon. Nach Tetjaeff.

Parallele durch den Ural bei Ekaterinburg im Ural anderseits entspricht einer Flözführung im untersten Karbon. Etwas weiter südlich (Tula) und nördlich (Perm) liegt die Flözführung in einer höheren Zone des Unterkarbons. Im Donezbecken im Südwesten und in der Kirgisensteppe im Osten liegen die Kohlen im Mittelkarbon. Im Kubangebiet (Kaukasus) und in Oberschlesien einerseits, im Kusnezkbecken anderseits ist das Oberkarbon flözführend. Ich habe das Tetjaeffsche Schema hier noch etwas erweitert, um zu zeigen, daß diese flache, weitspannige Wellenbewegung nicht nur die russische Tafel, sondern auch Teile des Angaralandes umfaßt.

Ja, man kann sogar vermuten, daß sie in Westeuropa weitergeht, denn auch hier begegnet man, von NO nach SW fortschreitend, immer jüngeren Kohlen: Waldenburg, Ruhrgebiet, Saarbecken, Zentralplateau. Nur ist hier die Regelmäßigkeit durch die intensivere Orogenesis gestört. Diese Wellen großer Spannweite sind nichts anderes, wie die orogenetischen Reaktionen der starren Tafel auf einen Druck aus Süden. Paläogeographische Betrachtungen am Rande der russischen Tafel können sie fast für jede Formation aufzeigen[1]). In etwas veränderter Form, vor allem viel gedrängter, treten sie, wie ich noch zeigen werde, in den mobilen Geosynklinalen auf. Im beweglichen Schelf Westeuropas sind sie teilweise durch die stärkere Orogenesis überdeckt, teilweise noch gut sichtbar; denn die früher geschilderte Großfaltung Südwestdeutschlands gehört ebenfalls hierzu, wenn man dieses Gebiet als einen inhomogenen, aus Blöcken zweiter Ordnung und mobileren Zonen zusammengesetztes Schelf auffaßt. Für den starren Schelf sind also folgende tektonische Züge bezeichnend:

Orogenetische Bewegungen: in der Mitte schwach, an den Rändern stärker und diesen parallel.

Syngenetische Bewegungen: sehr weitspannig, nur aus den Sedimentationsverhältnissen deutlich zu rekonstruieren.

Mitteldeutschland

Das saxonische „Faltungsfeld“, oder vielleicht besser „Stauchungsfeld“ Stilles bildet gleichsam das andere Extrem des möglichen Schelfbildes. Man kann dieses Gebiet sowohl in seiner Gesamtheit, als in den einzelnen regionalen Zügen betrachten und kommt dabei zu sehr bezeichnenden Ergebnissen. Wenn wir zunächst das Gebiet betrachten, welches etwa durch Stilles schöne Übersichtskarte von Mitteldeutschland gegeben ist, so ergeben sich folgende hervorstechende Züge, die vor allem den Unterschied gegenüber der russischen Tafel unterstreichen:

1. Die tektonischen Störungen sind nicht mehr auf den Rand beschränkt, sondern auf den ganzen Schelf verteilt. Die Tafel hat

---

[1]) Es liegt darin ein Beweis für die auch von Stille betonte Ansicht, daß der orogenetische Druck auch in den Zeiten der Ruhe nicht ganz fehlt (65).

dem Druck nicht restlos widerstehen können, sondern brach in sich zusammen.

2. Die Störungen zeigen in ihrem Verlauf eine deutliche Abhängigkeit von den Grenzen des Feldes — d. h. von dem Rahmen,

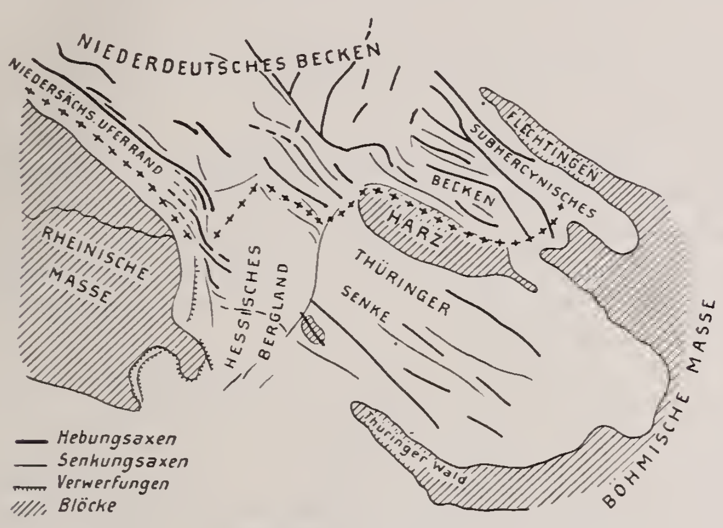


Fig. 5. Das saxonische Faltungsfeld. Nach Stille.

was besonders in dem Ineinandergreifen der rheinischen und herzynischen Richtung zum Ausdruck kommt. Dabei prägt sich die Abhängigkeit von der älteren Tektonik der Unterlage meist ziemlich scharf aus, d. h. die Tatsache, daß die saxonische Gebirgsbildung „die Arbeit der älteren 'variscischen' wieder aufnimmt, wenn auch mit anderen, minder erfolgreichen, weil minder gefügigen Mitteln“ (H. Cloos, Gebirgsbau Schlesiens).

Eine solche „Kontinuität“ der Gebirgsbildung ist in der russischen Tafel nicht möglich und nicht vorhanden, weil dort keine ältere Bewegungsphase seit dem Archaikum bestand. Je tiefer man aber in die Tektonik Mitteleuropas eindringt, um so mehr zeigt es sich, daß die großen Leitlinien (Sudetenrand, Lausitzer Überschiebung, Harzrand, Abbruch des Thüringer Waldes, Rheintalrand) alt, d. h. zum mindesten karbonisch angelegt sind und daß daher in der Tat die jüngere Tektonik Mitteleuropas nur eine Weiterbildung der alten, aber auf ein etwas anders zusammengesetztes Medium wirkenden, orogenetischen Bewegung ist.

3. Der „horizontale Charakter“ vieler tektonischer Elemente kleiner Ordnung kommt viel deutlicher zum Ausdruck, im Gegensatz zu den starreren Schelfen, welche mehr die Bruchbildung der Blöcke aufweisen. Sehr deutlich werden die Unterschiede, wenn man die regelmäßigeren herzynischen Linien des nordhannoverschen Gebietes und der subherzynischen Mulde mit den spröderen, vorwiegend vertikalen Bewegungsäußerungen des hessischen Berglandes vergleicht. Im ersten Falle haben wir eine große Sedimentmächtigkeit, bei geringer Zusammenstauchung und daher wohl auch eine geringere Mächtigkeit des „variscischen“ Untergrundes, im zweiten eine geringere Sedimentmächtigkeit und geringe Versenkung des gefalteten und daher spröden variscischen Gebirges. Das sind Grenzfälle oder Stufen, die zwischen dem starren und beweglichen Schelf vermitteln und zu den äußerst mobilen Geosynklinalen herüberleiten.

Betrachtet man von diesem Gesichtspunkt der stofflichen Zusammenhänge aus den ganzen Streit über das Wesen der Bruchfaltung und der „saxonischen Faltung“, so scheint mir, daß er sich in Definitionsunterschiede auflöst. Die beigebrachten tatsächlichen Erfahrungen behalten alle ihren Wert und fügen sich sehr gut dem allgemeinen Schema der differentiell zusammengesetzten und daher differentiell reagierenden Großschollen ein.

Süddeutschland

Wie schon in einem früheren Kapitel auseinandergesetzt, sind die süddeutschen Massive als Blöcke zweiter Ordnung aufzufassen, d. h. als Gebiete, die nur gelegentlich den Charakter eines Blockes, zeitweilig auch den eines Schelfes (Trias-Jura) besitzen. Hier sind also, ähnlich wie im hessischen Bergland, Übergangstypen zwischen Block und Schelf vertreten und dem entspricht auch die starre, durch Brüche und Gräben gekennzeichnete Tektonik. Das tektonische Bild nähert sich dem der wenig bewegten Tafel, was besonders im Albplateau deutlich wird. Daran wird nichts dadurch geändert, daß die vertiefte Erkenntnis der Alb auch dort gelegentlich Störungen auffinden läßt. Soweit man heute aus dem Studium der Grenzgebiete zwischen Schwarzwald und Alb erkennen kann, gehen jedenfalls die wichtigsten dieser Störungen auf eine alte Anlage zurück. Daß sie sich hierbei in dem bloßgelegten Massiv deutlich ausprägen wie in der mit einem „schützenden Verband“ versehenen Albtafel, bedarf kaum einer

Erklärung (14)[1]). Die Abhängigkeit vom Bau des Untergrundes und von dem Verlauf der Ränder (Abbruch des Bayerischen Waldes, Rheintalgraben) treten dabei deutlich in Erscheinung und charakterisieren den Übergangstypus zwischen der russischen Tafel und dem saxonischen „Stauchungsfeld".

Die undatorische Bewegung Süddeutschlands wurde schon bei der Erörterung des tektonischen Gebarens der Blöcke eingehender beschrieben. Wenn ich hier darauf zurückgreife, so liegt darin kein Widerspruch. Wie schon gesagt, kann man Mitteleuropa von lokalen Gebieten ausgehend, oder, im Gegensatz dazu, regional betrachten. In letzterem Falle stellt es sich als inhomogenes Gebiet dar, aus Blöcken zweiter Ordnung und aus beweglichen Schelfen bestehend. Die weitspannigen Bewegungen sind aber nur bei dieser regionalen Betrachtung erkennbar. Dann erscheinen die Blöcke als Elemente dieser syngenetischen Wellung, und zwar als Elemente, die infolge ihrer Hebungstendenz dauernd den Wellenbergen entsprechen. Der Unterschied gegenüber der russischen Tafel ist unverkennbar: dort wandern die Wellen in der homogenen Platte von NO nach SW oder umgekehrt. Hier ist diese fortschreitende Bewegung unterdrückt oder maskiert durch das ungleichmäßige und ungleichsinnige Reagieren der einzelnen Teile der Scholle. In reinster Äußerung ist die fortschreitende Wellenbewegung in Schelfen vom Typus der russischen Tafel nachzuweisen.

Das Pariser Becken

Als letztes Beispiel der Schelftonik sei auf das Pariser Becken verwiesen, dessen tektonische Grundzüge ja schon vor 30 Jahren von Marcel Bertrand (5, 6) in äußerst geistvoller Weise dargelegt worden sind. Wenn diese Darstellung heute auch nicht mehr in allen Zügen gilt, so ist aus ihr doch die Reaktionsart dieses Schelfes deutlich abzulesen. Die Sedimentation ist hier erheblich und nähert sich dem Typus des niederdeutschen Beckens. Auch

---

[1]) An dieser Tatsache als solcher ist trotz der gelegentlichen Einwände von Krantz (37) kaum zu zweifeln. Sollten auch einige Brüche, wie ein Flügel des Bonndorfer Grabens, in die Alb fortsetzen, so ist doch ihre Erscheinungsform dort anders und vor allem abgeschwächt. Die ganze Streitfrage der Uracher Vulkane findet ja ihre Lösung in der Annahme, daß die Störungen des Stuttgart-Kannstätter Gebietes zwar im „variscischen" Untergrunde der Alb vorhanden sind, die schützende Decke aber nicht oder nur wenig betroffen haben.

in der Art der schwachwelligen Faltung, die nördlich von Paris zum Ausdruck kommt, kann ich keinen prinzipiellen Unterschied erblicken. Der viel regelmäßigere Bau erklärt sich ungezwungen daraus, daß die karbonischen Linien in ihrer Richtung von den

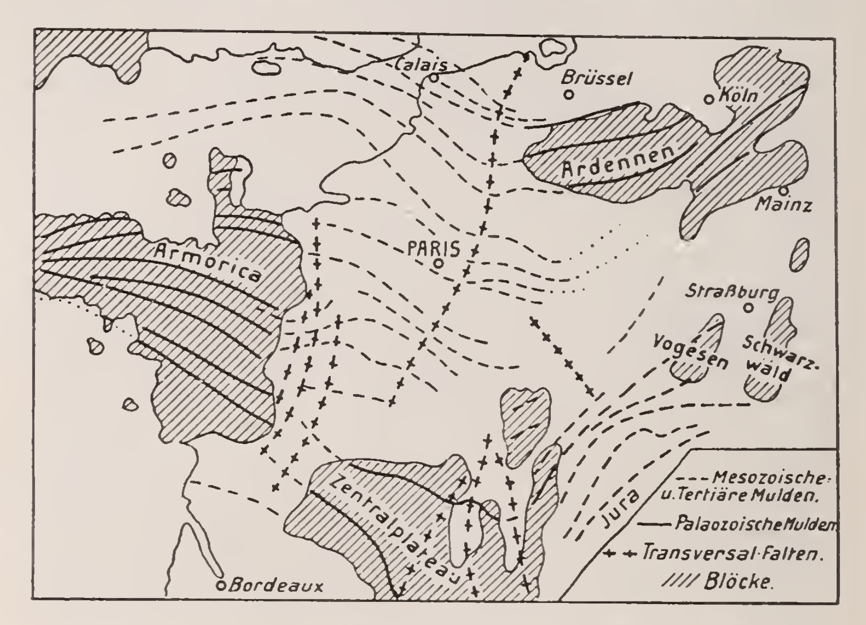


Fig. 6. Orogenetische Skizze des Pariser Beckens. Nach Bertrand.

späteren nur wenig abweichen. Die Mittel zur Weiterbildung der alten Tektonik, um mit Cloos zu reden, waren hier gefügiger und darum ist die Kontinuität des Vorganges, die Abhängigkeit vom Bau des Untergrundes deutlicher, als in Mitteldeutschland, wo die Grenzen der „gerahmten Felder“ eine viel bestimmendere Rolle spielen. Im Pariser Becken kommen sie ebenfalls in den „orthogonalen Falten“, den viel schwächeren Störungen, die senkrecht auf den eben Erwähnten streichen, zum Ausdruck.

Wo aber eine so weitgehende Nachgiebigkeit des Schelfs gegenüber der Faltung möglich war, da verschwand auch der deutliche Unterschied der weitspannigen syngenetischen und der engspannigen orogenetischen Bewegungen. Beide Prozesse gehen ineinander über und führen zum Typus der Geosynklinale, welche in ihren schwächeren Ausbildungsformen, wie

im Donezbecken, kaum von der Gestaltungsart des Pariser Beckens zu unterscheiden ist.

IV. Die Geosynklinalen

1. Epirogenesis und Sedimentation

Der allgemeine epirogenetische Charakter der Geosynklinale ist in letzter Zeit von Dacqué (20) und auch von mir (11) so ausführlich besprochen worden, daß ich mich an dieser Stelle kurz fassen kann. Im Gegensatz zu Haug (25) und in Übereinstimmung mit Dacqué sehe ich in den Geosynklinalen nicht sowohl Streifen stetiger Senkung, sondern Streifen großer Beweglichkeit oder Mobilität. Nicht immer sind bathyale und abyssische Sedimente für die Geosynklinale charakteristisch — Beispiele aus den Alpen, wo gerade das Gegenteil der Fall ist, haben Deecke (21) und Dacqué in großer Zahl beigebracht und ich brauche hier nur auf ihre Ausführungen zu verweisen. Auch das Fehlen von Diskordanzen ist für die Geosynklinalen nicht durchweg charakteristisch. Wenn z. B. Haug (Traité, S. 599) behauptet, in dem norwegischen Teil der kaledonischen Geosynklinale (Zone der Grampians) lägen die kambrischen Röros-Schiefer konkordant auf den algonkischen Aregneisen, so steht das in schroffem Widerspruch zu den Angaben skandinavischer Geologen, welche zwischen beiden Komplexen eine deutliche Diskordanz angeben (vergl. Handb. f. regionale Geologie, Fennoskandia Bd. IV 3, S. 65). Auch in der alpinen Zone geht das Bestehen von Diskordanzen schon aus den schwachen embryonalen Faltungen der Geosynklinale hervor, auf die ich gleich zu sprechen komme.

Wenn also nicht sowohl stetige Senkung als dauernde Bewegung für die Geosynklinalen bezeichnend ist, so muß sich das in der Sedimentationsart äußern, worauf Arbenz (2) besonders aufmerksam gemacht hat. In den Geosynklinalen verschwindet nämlich die für Epikontinentalmeere so typische zyklische Gliederung. Hier ist die stetige Senkung nur ein Spezialfall, der zur Ablagerung der ganze Formationen vertretenden monotonen Sedimente — der „séries compréhensives“ von Termier führt. Die andere Möglichkeit — das fortdauernde Pendeln zwischen neritisch und bathyal führt entweder zum Verschwinden der Zyklen und mit

ihnen zum Verschwinden jeder Regelmäßigkeit, oder zu horizontweisen Einstreuungen von groben terrigenen Sedimenten, wie sie etwa für das Mesozoikum Graubündens oder für den Flysch charakteristisch sind. Man braucht ja auch nur auf den Flachmeercharakter der Trias in den Westalpen aufmerksam zu machen, um die Unzulässigkeit einer anderen Definition einzusehen. Daneben sind dann allerdings die Geosynklinalen die einzigen Gebiete, in denen uns gelegentlich typisch abyssische Sedimente — Radiolarite, Tiefseetone — zugänglich sein können; den Schelfen fehlen sie, die eigentliche Tiefsee ist wohl nirgends je zum Lande erhoben worden. Nur die Geosynklinalen haben eine solche Amplitude der Schwingungen, daß sie uns diese Ablagerungen direkt vor Augen führen können.

Diesen Charakter eines unruhigen Meeresstreifens trägt aber neben der alpinen Geosynklinale vor allem auch das paläozoische Meer Mitteleuropas. Man braucht ja nur das monotone Devon der russischen Tafel mit dem bunten Fazieswechsel der Umgebung der rheinischen Masse zu vergleichen, um darüber Klarheit zu gewinnen. Hier kommt man um die Annahme eines dauernden Hin- und Herpendelns des Meeresbodens gar nicht herum, und die feinen Untersuchungen Wedekinds (62) für das Oberdevon werden vermutlich auch in den anderen Abteilungen der Formation zu ganz ähnlichen Resultaten führen.

Sehen wir uns dann ferner die fazielle Entwicklung des Unterkarbons in dem gleichen Gebiete an, so kommen wir zu einer Sedimentationsart, die vielfach außerordentlich an den Flysch der Alpen erinnert. Denn das Wesen des Kulms besteht ja in dem scheinbar regellosen Wechsel terrigener Massen mit in tieferem Wasser abgelagerten Schiefern. Das sind aber gerade die Merkmale des Flysch, des typischen Geosynklinalen-Sedimentes in der Zeit kurz vor oder während der Gebirgsbildung. Im Gegensatz dazu trägt die auf einem Vorsprung des alten roten Kontinents abgelagerte karbonische Kalkplatte Belgiens und des westrheinischen Gebietes einen ausgesprochenen Schelfcharakter, und es ist meines Erachtens sehr bezeichnend, daß die Kohlenkalkentwicklung bis zu einem gewissen Grade wieder in Polen und Oberschlesien auftritt, d. h. dort, wo der alte rote Kontinent in dem Vorsprung des podolischen Blockes weit nach Norden vordringt.

Typischen Geosynklinalcharakter trägt dann endlich im Paläozoikum das Donezgebiet, wo die fortschreitende und über

10000 m Sediment aufnehmende Senkung von Stillstandphasen und Hebungen unterbrochen wird, die gelegentlich zur Kohlenbildung führen[1]). In schroffstem Gegensatz dazu steht die Entwicklung bei Moskau, wo die Kohlenbildung nur zu Beginn und nur an den Ufern des Karbonmeeres einsetzt, um dann sofort und dauernd von der flachen Überflutung des Epikontinentalmeeres unterbrochen zu werden.

Fig. 7. Die alpine Geosynklinale im Mesozoikum. Nach Argand.

2. *Syngenetische und orogenetische Bewegungen*

Unter syngenetische Bewegungen haben wir schwache orogenetische Äußerungen in Zeiten relativer Ruhe aufgefaßt und haben solche Bewegungen in den Schelfen zu verfolgen gesucht. Es ist ja nun von vornherein anzunehmen, daß solche Äußerungen des tektonischen Druckes vor allem den mobilen Geosynklinalen nicht fremd sein werden und sie sind es ja gerade, welche Argand und Staub in ihren embryonalen Alpen-

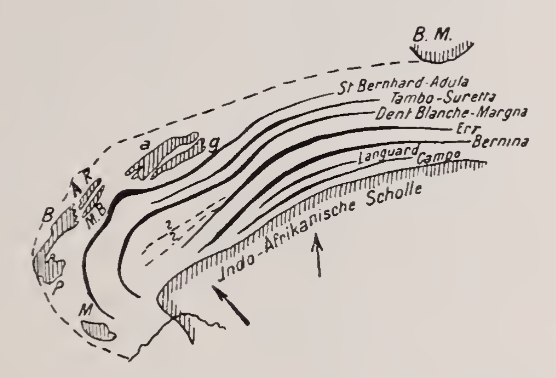


Fig. 8. Die Gliederung der alpinen Geosynklinale. Nach Staub.

falten entdeckt haben (3, 52). Seit dem Mesozoikum sind nach den Genannten die wichtigsten Falten der Alpen vorgebildet und treten in

[1]) Die Ansicht Kobers (64), daß eine Formationsgruppe in Geosynklinalgebieten nicht über 4000 m mächtig sein kann, ist nicht haltbar. Im Donezgebiet kommen zu 12 km Karbon noch die mächtigen Permablagerungen hinzu.

streichenden embryonalen Vertiefungen und Aufwölbungen zutage. Faziell und tektonisch lassen sich diese Längsglieder einer Geosynklinale weithin verfolgen. Die Wellenberge dieser embryonalen Faltung leben durch Formationen hindurch weiter und geben Anlaß zu der mächtigen Anhäufung von Breccien und Konglomeraten an ihrem Fuß (vergl. auch Kober 14).

Prinzipiell das Gleiche, nur in schwächerem Maße, zeigt das Donezbecken. Der ersten Faltung im Perm folgt eine mesozoische Entwicklung mit ständigen Re- und Transgressionen des Meeres, welches sich an die Senken zwischen den vorgezeichneten und sich weiter bildenden paläozoischen Falten hält. In diesem embryonalen Stadium bleibt aber dann das Donezgebiet stecken, da der tertiäre Paroxismus sich erst weiter im Süden entwickelt. Der Raum zwischen der russischen Tafel und dem podolischen Block genügte nicht, um hier noch weitgehende Veränderungen herbeizuführen. Ähnliches gilt aber für Mitteleuropa: Die Lahn- und Dillmulde, die Anlage und Entwicklung des Siegerländer Blockes im Devon sind doch auch nur Zeichen der gleichen embryonalen Faltung! (Vgl. Fig. 9.)

Die Analogie mit den syngenetischen Prozessen der inhomogenen Schelfe fällt ohne weiteres auf. Der wesentliche Unterschied liegt in der größeren Mobilität der Geosynkinalelemente und in ihrer geringeren Spannweite. Sonst sind die Charakterzüge die gleichen: Abhängigkeit vom tektonischen Druck, säkulare Äußerung, langsame, stetige Entwicklung.

Über die eigentliche Orogenesis der Geosynklinalstreifen ist wenig zu sagen. Ihre Äußerungen sind das Faltengebirge und das Deckengebirge — je nach der Stärke des Druckes und nach der Mobilität des Geosynklinalstreifens. Das Bild der Tektonik ist — man möchte sagen — flüssig; die Abhängigkeit von den Grenzen ist nur an den Rändern gegeben, die entweder überflossen werden, oder an die sich die Falten der Geosynklinale gleich einem „Uferstrom" (Argand) anschmiegen. Im Inneren herrscht ungehemmt der regionale tektonische Druck. Darin liegt der Unterschied gegenüber den stabilen Schelfen, wo auch die Tektonik am Rande den Grenzen folgt, wo aber das Innere von tektonischem Druck höchstens syngenetisch beeinflußt wird.

Im Sinne dieser Ausführung kann man auch der Frage näher treten, ob Stille recht hat, das niedersächsische Meer als Geosynklinale aufzufassen, was z. B. Dacqué bestritten hat. Die



Fig. 9 Geologische Karte des Donetzbeckens.

mächtige Sedimentation allein sagt zweifellos nichts aus. Bedenkt man aber, daß dieses Gebiet vor dem Karbon zweifellos eine Geosynklinale war, die vielleicht sogar bis zum Donez fortsetzte, bedenkt man die „flüssige“ Tektonik, die an das Pasiser Becken erinnert, so wird man geneigt sein, in diesem Gebiete zum mindesten Übergänge zwischen einem mobilen Schelf und einer Geosynklinale zu sehen. Bis in das Tertiär hinein hört die marine Entwicklung nicht auf. Die Faltungsphasen dauern auch an, ganz analog dem Donezbecken. Es fehlt nur der endgültige Paroxysmus der tertiären Faltung.

V. Die Tiefsee

Während wir den bisher behandelten Elementen stets durch unmittelbare geologische Analyse beikommen konnten, ist das bei der Tiefsee nicht möglich. Infolgedessen werden heute noch alle sich darauf beziehenden Aussprüche hypothetisch bleiben. Im Anschluß an die Permanenztheorie wird man die Tiefsee als das Gebiet stetiger beträchtlicher Tiefenlage definieren. Wir kennen mit Sicherheit keine Tiefsee, die später zu Land geworden ist. Auch das Umgekehrte ist zum mindesten nicht bewiesen — dieser Frage werde ich später, bei der Besprechung der Umwandlung der einzelnen Elemente ineinander, noch einige Worte widmen.

Über die rein abyssische Art der Sedimentation (Radiolarientone, Globigerinenschlick usw.) braucht hier kaum ein Wort verloren zu werden; sie weicht grundsätzlich von der der Schelfe ab und besitzt höchstens in den Geosynklinalen wenige und zudem lokal beschränkte Analoga. Auch über die Orogenesis läßt sich wenig Bestimmtes sagen — ohne zu sehr ins Hypothetische abzuschweifen. Im allgemeinen wird Wegener (63) mit seiner Annahme einer relativ großen Schlichtheit des Meerbodens recht haben. Die Bedeutung einzelner deutlicher Unterschiede, wie der „Tiefseerinnen“, die an die Kontinentalnähe gebunden sind, oder der atlantischen Schwelle, erscheint mir noch zu sehr umstritten, um darauf im einzelnen einzugehen. Ob hier orogenetische oder syngenetische Vorgänge vorliegen, läßt sich gegenwärtig kaum unterscheiden. Im Gegensatz zu den Schelfen und zu den Geosynklinalen erscheinen mir die Ozeane als das zweite permanente Element der Erdrinde; mit Wegener halte ich es für durchaus denkbar, daß sie kaum eine bleibende Tektonik besitzen,

und zwar nicht wie die Blöcke wegen zu großer Starrheit, sondern wegen zu großer Plastizität, die keine Erzeugung von dauernden Reliefformen im homogenen Medium zuläßt.

VI. Zusammenfassung

In den vorhergehenden Abschnitten habe ich, im wesentlichen referierend, versucht, eine Gliederung der Erdrinde in vier wichtige Elemente durchzuführen und die wichtigsten epirogenetischen und orogenetischen Indikatoren jedes Elementes festzulegen. Leitend war dabei zunächst der Gedanke, daß jedem dieser Elemente eine bestimmte scharf umrissene Art des Verhaltens zukommt und daß die Tektonik ohne weiteres Rückschlüsse auf den Charakter der Scholle zuläßt.

Bei dieser Analyse sind wir auf Bewegungen gestoßen, die ich zunächst rein klassifizierend als syngenetisch bezeichnet und damit in eine besondere Kategorie eingeordnet habe. Da mir der Einwurf gemacht werden könnte, es handele sich dabei einfach um weitgespannte, undatorische Prozesse, also um typisch epiro-

Natur der Scholle	Epirogenesis	Sedimentation
1. Block I. Ordnnng . .	Hebungstendenz vorwiegend	fehlend oder terrigen
2. Block II. Ordnnng .	Hebungstendenz zuweilen nnterbrochen	fehlend, oder gelegentlich Schelfmeer, dann flacher als die Umgebung und mit terrigenem Einschlag
3. Stabiler Schelf . . .	Pendeln zwischen Land und Flachsee	zyklisch: terrigen bis Flachsee
4. Inhomogener Schelf .	wie 2. nnd 3.	zyklisch, aber lokal wechselnd
5. Mobiler Schelf . . .	Senkungstendenz vorwiegend	zyklisch, größere Sedimentmächtigkeit
6. Geosynklinale . . .	Pendeln zwischen Tiefsee nnd Gebirge, im allgemeinen sinkende Tendenz	Zyklen verschwinden; bathyal nnd terrigen ohne deutliche Regelmäßigkeit
7. Tiefsee	sinkend oder permanent	bathyal-abyssisch

genetische Erscheinungen, muß ich auf diese Frage noch kurz eingehen. Als Beispiel solcher Prozesse haben wir die fortschreitende Wellung der russischen Tafel, die Großfaltung Süddeutschlands und die embryonale Alpenfaltung kennen gelernt. Nach der von Stille gegebenen Definition (weitspannig, strukturerhaltend, säkular) wären insbesondere die zwei ersten als epirogenetisch zu bezeichnen. Aber schon bei den Geosynklinalen ergeben sich Schwierigkeiten: die embryonalen Falten des Wallis und des Engadins sind nicht mehr ausgesprochen weitspannig; außerdem sind sie zweifellos die Anlage der späteren Decken, also rein orogenetischer Komplexe. Alle diese Elemente stehen außerdem unter der ausgesprochenen Wirkung des gleichen orogenetischen Druckes, was bei ihnen viel deutlicher ist wie bei den rein epirogenetischen Bewegungen, die sich vorwiegend an die Schollengrenzen halten. Nur sind sie Äußerungen dieses Druckes in Zeiten verhältnismäßiger Ruhe. Sie sind schwache Versuche der Vor- oder Weiterbildung der in den Paroxysmen zutage tretenden tektonischen Linien. Die „posthumen Falten" des Pariser Beckens und des Donezgebietes

Syngenetische Bewegungen	Orogenesis	Beispiele
schwache, weitgespannte Undationen	Gräben, Transversalverschiebungen	Fennoskandia, Podolischer Schild, Afrika
Wellenberge gegenüber der Umgebnng	wie 1.	Schwarzwald, böhmische Masse
Weitspannige, fortschreitende Undation	Dislokationen an den Rändern, von diesen abhängig	russische Tafel, ? Angaraland
Undationen durch eingeschlossene Blöcke räumlich festgelegt	Dislokationen im Gesamtbereich, von den Rändern abhängig	Mittel- nnd Süddeutschland
Undationen enger gespannt	schwache Faltung	Niedersachsen, Pariser Becken
Undationen eng gespannt, an die folgende Orogenese anschließend	Intensive Faltung, nur an den Rändern von diesen abhängig	Donezbecken, alpine Gebirge, rheinische Masse im Devon-Karbon
?fehlen	?fehlt	Atlantik, Pazifik

sprechen dabei eine deutliche Sprache. Ob sie weitspannig oder mehr engspannig auftreten, hängt im wesentlichen von dem Material ab, auf das sie wirken. Wo eine bestimmte orogenetische Struktur schon vorgezeichnet ist, können sie sie nicht verändern, sondern bilden sie nach. Wo sie fehlt, legen sie sie an. Ihr Verhältnis zu der Epirogenesis ist derart, daß sie in einer epirogenetisch einheitlichen Scholle Unterabteilungen schaffen. Die russische Tafel, der inhomogene Schelf Mitteleuropas, die alpine Geosynklinale sind epirogenetische Einheiten. Die Kohlenbezirke Rußlands, die süddeutschen Massive, die „Merosynklinalen" der penninischen Zone (11) sind syngenetische Elemente innerhalb dieser Einheiten, Elemente, die für den Charakter der Scholle sehr wesentliche Indikatoren darstellen. Syngenetisch sind auch die „terrestrischen Geosynklinalen" Borns (7), auf die ich später zu sprechen komme. Auf diese Weise lassen sich die gewonnenen Resultate (S. 30 u. 31) zusammenfassen.

Bei dieser Einteilung kommt es in erster Linie auf die vier Grundelemente an; die Unterabteilungen zeigen lediglich, daß jede Schematisierung Stückwerk ist und daß wir hier, wie überall, mit Übergangstypen zu rechnen haben, die nach der oder jener Seite hinneigen. Der stabile Schelf hat manche Beziehungen zum Block, die Blöcke zweiter Ordung sind eigentlich nur stabile Bestandteile inhomogener Schelfe, die mobilen Schelfe leiten zu typischen Geosynklinalen über[1]).

---

[1]) Ich möchte beiläufig erwähnen, daß mir in diesem Zusammenhange die Stellung der Südalpen noch ungeklärt erscheint. Ich bin wohl nicht der erste, dem Zweifel an der Geosynklinal-Natur dieses Gebietes, welches weiter im Südosten zum Außenrand der Dinariden wird, aufsteigen. — Epirogenetisch zeigt das Gebiet allerdings ein dauerndes Sinken während der Trias. Die Sedimentation in der Trias ist aber, mit ihren flachen Kalkplatten, viel eher die eines Epikontinentalmeeres. In den anderen Formationen ist ihr Charakter zum Teil noch fraglicher. Nur der Jura und das Neocom sind zum Teil bathyal. Über die Orogenesis bestehen ja heute noch weitgehende Differenzen der Ansichten. Der Koberschen Annahme des Deckenbaues wird lebhaft und recht erfolgreich widersprochen (47). Die Brüche, die starre Reaktion, entsprechen viel mehr dem Bewegungsbild eines Schelfes, als dem einer Geosynklinale. Die von Koßmat (36) betonte Abnahme des Schweredefizits gegen Osten, die auf geringeren Zusammenschub deutet, gibt jedenfalls auch zu denken.

Geotektonische Grundfragen

I. Starrheit und Mobilität

Die bisherige Analyse führte uns zu der Unterscheidung von vier Grundtypen von Schollen, die im wesentlichen durch starreres oder mobileres Verhalten gegenüber einem, gleichgültig woher kommenden, tektonischen Druck ausgezeichnet sind.

Einzelne Beispiele für die daraus hervorgehende stauende Wirkung der alten stabilen Kerne (oder Blöcke) auf den Verlauf der Falten brauchen kaum angeführt zu werden. E. Suess hat im Anlitz der Erde die Berechtigung dieser Anschauungsweise insbesondere in bezug auf den Alpenbogen unwiderleglich festgestellt. Steinmann (54) hat anschaulich gezeigt, wie der Verlauf der Jurafalten von der stauenden Masse des Schwarzwaldes beeinflußt wird. Die halbplastischen Massen der penninischen Decken, welche vorne am alten Massivsockel vom Mont Blanc bis zum Gotthard aufgestaut werden, an der Seite, zwischen Mercantour und Pelvoux, einem zähen Uferstrom vergleichbar, diesem Sockel sich anschmiegen, hat Argand in einer großzügigen Synthese analysiert (3). Das starre und mobile Verhalten der Rahmen und der gerahmten Falten in Mitteldeutschland ist von Stille aufgezeigt worden (57). Die endlosen Bänder der Geosynklinalen, welche sich als „Erweichungsgürtel" zwischen den Kontinentalschollen hindurchwinden, hat Kossmat auch in ihrem geophysikalischen Verhalten näher geschildert (36).

Diese Deutungsweise, die durch den Gegensatz von stabilem Kern und mobiler Geosynklinale belegt ist, steht mit den empirischen Befunden in so deutlichem Zusammenhang, daß sie kaum weiter bewiesen zu werden braucht.

Weit schwieriger und ungeklärter ist die Frage nach den Gründen eines solchen Verhaltens. Insbesondere kann die Kontraktionstheorie dem Gegensatz von stabil und mobil kaum gerecht werden. Abgesehen davon, daß die „Erweichungsgürtel" der Geosynklinalen für eine Weiterleitung des Druckes über die ganze Kugeloberfläche ein Hindernis darstellen, reichen doch die geringen Unterschiede in der Krustendicke nicht aus, um ein so ausgesprochen gegensätzliches Verhalten zu erklären. Oder. um mit Schwinner (47) zu reden, leuchtet es keineswegs ein, weshalb die Schwarzwaldgneise sich anders gegenüber dem alpinen Druck

verhalten haben sollen, als die Aargneise oder die Gneise der Tessiner Decken. Auch Ampferer (1) hat diese Schwierigkeit betont. Starr ist ja nur die Oberfläche; von einer gewissen Tiefe ab müssen alle Gesteine halbplastisch reagieren und da scheint der Unterschied in der Tiefenlage der Sockel und der Geosynklinalen keineswegs auszureichen, um den Unterschied im Effekt zu erklären, wenn man den zum Teil zweifellos sehr beträchtlichen Tiefgang der Faltung berücksichtigt. Sehr klar wird das aus einer Betrachtung des dem Ural vorgelagerten und seinen Verlauf beeinflussenden Plateaus von Ufa. Dieses ist aus permischen, also mit der Faltung zum mindesten gleichzeitigen Schichten zusammengesetzt. Die Ursachen für die Ablenkung liegen hier also überhaupt nicht an der Oberfläche, sondern im tieferen Untergrunde. Wenn wir also eine Homogenität der äußeren Erdschale annehmen, der Art, daß nur die Abtragungs- und Sedimentationssphäre variiert, daß aber der tiefere kristalline Sockel überall der gleiche ist, so geraten die tatsächlichen Befunde und die Forderungen der Mechanik und Festigkeit in einen klaffenden Widerspruch. Es ist dann durchaus nicht ersichtlich, warum bestimmte Zonen für Tektonik „prädisponiert" sind, während andere allen Stürmen erfolgreich widerstehen, es ist nicht ersichtlich, warum nicht die ganze Erdhaut sich faltet, wie die Haut eines schrumpfenden Apfels.

Die Annahme einer Homogenität des Sockels ist aber vollkommen willkürlich. Wenn man genauer zusieht, so ist die Ubiquität der kristallinen Schiefer nirgends erwiesen und eigentlich nur ein mitgeschlepptes Hypothesenrelikt aus der Zeit, wo man noch an das Bestehen einer primären Erstarrungsrinde glaubte. Insbesondere die Lehre von der Isostasie, im Zusammenhang mit den von Sederholm bewiesenen anatektischen Aufschmelzungen ist geeignet, diese Annahme zu erschüttern. Wenn die Rinde auf einer beträchtlich schwereren Unterlage schwimmt und wenn die verschieden dicken „salischen" Schollen der Oberfläche verschieden tief in die simatische Unterlage eintauchen, so erhebt sich hier die von Wegener zuerst mit aller Schärfe betonte Möglichkeit, daß gewisse Gebiete der Erde, wie die Ozeane, überhaupt keine Unterlage von kristallinen Schiefern besitzen. Daran aber schließt sich die Frage, ob nicht etwas ähnliches auch für die mobilsten Teile der Erdrinde — die Geosynklinalen — gilt? Wäre dem so, dann wäre die verschiedene Reaktionsart der Schollen nur eine Funktion der Dicke ihres „salischen" Sockels.

Smoljnchovski (49) hat gezeigt, daß man unter gewissen Voraussetzungen eine Faltenbildung als Funktion von Druck und Dicke des gefalteten Komplexes auffassen kann, wenn man seine Dichte und seinen „Steifheitsmodul" kennt. Wenn hierbei, wozu eine gewisse Stärke des Druckes notwendig ist, stabile Falten entstehen, so kann ihre Amplitude direkt zur Bestimmung der Plattendicke verwendet werden. Die syngenetischen „Falten" der russischen Tafel können, ihres Wanderns wegen, nicht als stabil angesehen werden. Die des inhomogenen Schelfes und der Geosynklinale sind es aber zweifellos. Dieser geophysikalische Satz spricht aber dasselbe aus, wozu wir schon auf Grund der geologischen Betrachtungen gekommen waren: die Orogenesis ist ein Indikator des Schollencharakters, oder, wie ich jetzt präziser sagen will, der Schollendicke.

Ich glaube nun kaum, daß wir schon jetzt in der Lage sind, diese Erkenntnis rechnerisch auszuwerten — dazu sind die Konstanten noch zu unbekannt. Einen interessanten Versuch in dieser Richtung stellt die Arbeit von Gutenberg (66) dar, welche auf Grund von Erdbebenbeobachtungen zu der Annahme einer Unstetigkeitsfläche in 60 km Tiefe unter den Kontinentalblöcken gelangt, deren Untergrund dem elastischen Verhalten der Ozeanböden gleichkommt; darin läge ein deutlicher Hinweis auf die Höhenlage der Simagesteine innerhalb und außerhalb der Blöcke. Rein geologisch kann man — und das ist der für uns einzig gangbare Weg — den Untergrund der Scholle festzustellen versuchen, und zwar auf Grund der tiefenvulkanischen Forschung. Das tiefenvulkanische Gebaren der einzelnen Elemente, welches ich bisher nicht berücksichtigt habe, kann den Leitfaden bilden, um das „Warum" des gegensätzlichen Schollencharakters lösen zu helfen. Zunächst muß ich aber, wenn auch kurz, auf die vertikale Gliederung der Erde eingehen, wenn auch gerade dieses Kapitel infolge seines hypothetischen Charakters nicht durchweg befriedigend ausfallen kann.

II. Sal und Sima

Die vertikale Gliederung der Erde ist in ihren Einzelheiten ein noch viel umstrittenes Problem. Lediglich in bezug auf einige Grundtatsachen dürfte heute eine gewisse Übereinstimmung, vor allem zwischen Geologen und Geophysikern erzielt sein. Die Schweremessungen einerseits, die Erdbebenbeobachtungen ander-

seits haben zu der sicheren Feststellung geführt, daß die Erde eine Schichtung nach dem spezifischen Gewicht mit beträchtlicher Zunahme desselben nach dem Erdinnern aufweist. Dabei kann der Druckzustand im Erdinneren als hydrostatisch angenommen werden, während die äußere Rinde ein anisotropes Verhalten aufweist, wobei aber die Unterschiede in einer Tiefe von $\pm$ 120 km ausgeglichen sind (vergl. die übersichtliche Zusammenstellung von

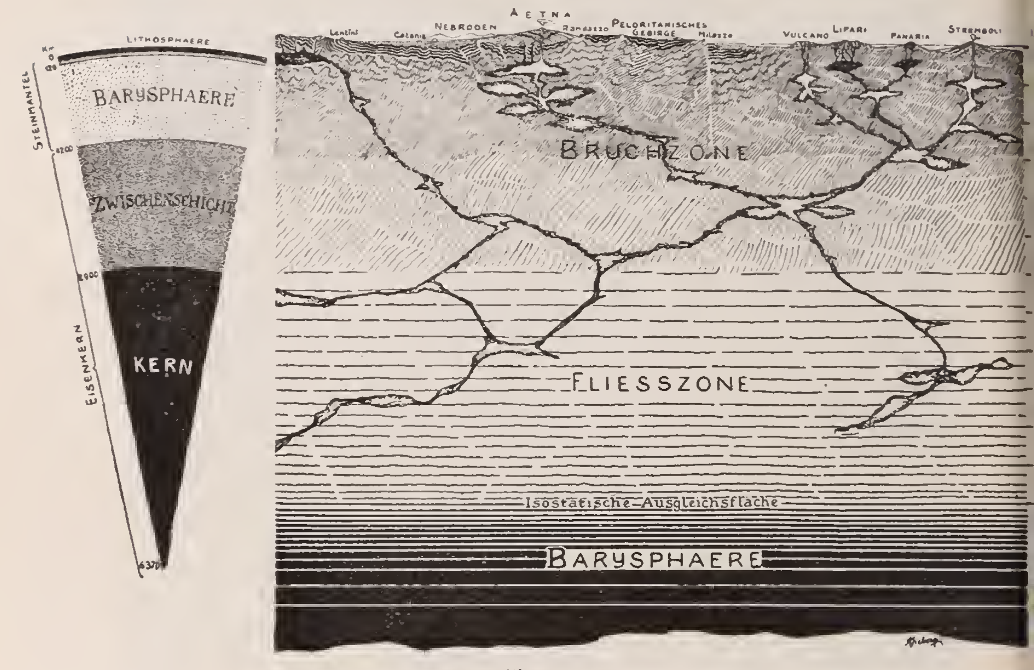


Fig. 10.
Aus Sieberg. Geol. Rundschau, 1921, Bd. 12.

Sieberg 48; vergl. auch 66). Diese Anisotropie der Rinde, welche bei 120 km ausgeglichen ist, führt zu der Vorstellung, daß dieselbe aus Prismen verschiedener Dichte besteht, welche aber, da sie von verschiedener Höhe sind, alle annähernd die gleiche Masse besitzen. Auf dieser Annahme fußt die Theorie der Isostasie, des Schwereausgleiches der auf dichterem Untergrund schwimmenden Rinde. Auf die einzelnen von Pratt, Airy, Dutton, Lukaschewitsch und anderen beigebrachten geologischen und physikalischen Gründe kann hier nicht eingegangen werden.

Die Verhältnisse der unterhalb der Ausgleichsfläche liegenden Barysphäre brauchen hier nicht berücksichtigt zu werden. Die

hangende Lithosphäre muß aber im wesentlichen aus den auch an der Oberfläche vertretenen Gesteinen zusammengesetzt sein, unter denen man zwei Pole unterscheiden kann: einerseits die spezifisch leichten Sedimentgesteine und die durch die Zusammensetzung Silizium-Aluminium charakterisierten kristallinen Gesteine (Granit, Gneis usw.), anderseits die durch die Bestandteile Silizium-Magnesium charakterisierten basischen Gesteine. Damit wären wir bei den beiden Grundbegriffen Sal und Sima angelangt, deren spezifische Gewichte zwischen 2,5—3,3 schwanken. Diese Dichtigkeitsunterschiede ergeben ohne weiteres die Möglichkeit, daß „salische" Gesteine im Sima schwimmen können. Die Vorstellung, daß die Dichteunterschiede allein auf einer größeren Kompression der tieferen Rindenteile beruhen, ist physikalisch kaum haltbar, obwohl die Kompression bei der Bildung der von Goldschmidt (23) angenommenen Eklogitschale auch eine Rolle spielen kann. Wir kämen damit nur zu einer etwas größeren Dichte (3,6—4) des simatischen Untergrundes, in dem aber, in Übereinstimmung mit Goldschmidt, schon eine stoffliche Sonderung gegen die leichte Rinde eingetreten ist. Sonst gelten die weiteren Überlegungen sowohl für die ältere, als auch für die neue, Goldschmidtsche Auffassung, die einige interessante neue Ausblicke eröffnet, auf welche ich hier aber nicht näher eingehen kann. Mit der Annahme, daß die größere Schwere der ozeanischen Becken mit einer geringeren Mächtigkeit der salischen Oberschicht zusammenhängt, dürften wir uns jedenfalls zunächst in Übereinstimmung mit allen Geologen und Geophysikern befinden (vergl. auch Kober 64, S. 42).

Über die Grenzen beider Elemente kann man sich schwerer klar werden; eine allgemeine allmähliche Zunahme der Dichte nach der Tiefe ist durchaus nicht unwahrscheinlich, daneben könnten aber stellenweise auch ein schlieriger Verband (nach Milch), oder auch ziemlich schroffe Grenzen bestehen, wie wir noch weiter erkennen werden.

Zur weiteren Gliederung der Rinde, im speziellen der Lithosphäre ist es vor allem nötig, zu berücksichtigen, daß in den oberen Zonen Bruchtektonik, in der unteren Fließtektonik vorwiegen wird (Untersuchungen von Adams und King). Die Tiefe der Übergangszone ist wohl nicht sicher festzustellen; nach King können offene Hohlräume bis 34 km bestehen, wenn auch die Plastizität sich schon bei 28 km Tiefe bemerkbar machen muß. Wenn also Sieberg die Tiefenlage der Grenze bei 50—60 km annimmt, so ist

das nur ein Mittelwert, der vor allem von der Materialbeschaffenheit abhängen dürfte. Der plastische Zustand der tieferen Lithosphäre ist aber nicht als rein flüssiges Verhalten anzusehen: das Bestehen einer flüssigen Magmaschicht in der Tiefe ist durchaus hypothetisch und wird von vielen Geophysikern (Schweydar, Sieberg, auch Goldschmidt) durchaus abgelehnt, während Königsberger sie noch annimmt.

Damit sind wir aber bei der Frage nach dem Verhalten von Sal und Sima gegen Kraftimpulse jedweder Art angelangt und ich halte es für nützlich, hierbei auf einige Eigenschaftsdefinitionen einzugehen, deren Verwendung gerade in der Geologie oft an Unklarheit leidet.

Mit Recht hat Schwinner (47) darauf hingewiesen, daß der Ausdruck Starrheit der Erde oft mißverstanden wird und unter keinen Umständen mit Festigkeit verwechselt werden darf. Starrheit ist in diesem Falle ein Ausdruck für Elastizität, ein Maß für die Übertragung elastischer Wellen und für die mögliche Komprimierbarkeit. Nach den neueren Berechnungen von Schweydar (46) kann man für die mittlere Starrheit der Erde einen Wert von $19{,}3 \cdot 10^{11}$ cgs annehmen.

Nimmt man verschiedene Werte für Kern und Rinde an, so ergeben sich für den ersten $29{,}7 \cdot 10^{11}$ cgs, für die letzte $2{,}6 \cdot 10^{11}$ cgs. Da Stahl eine Starrheit von $8 \cdot 10^{11}$ cgs besitzt, so wäre also die Starrheit im Inneren viermal größer, an der Oberfläche dreimal kleiner, als die des Stahles. Das stimmt mit den Elastizitätsmoduln der einzelnen Gesteine ganz gut überein. Da Stahl einen Elastizitätsmodul von 20000—22000 kg/cm hat, die Granite im höchsten gemessenen Falle 5159, so ergeben diese ein Viertel der Starrheit des Stahles; von den Sedimentgesteinen, welche allerdings den geringsten Anteil am Aufbau der Rinde haben dürften, zeigen Sandsteine ganz kleine Werte, Kalksteine solche von etwa $^2/_3$ der Stahlelastizität und nur Schiefer etwa die Hälfte. Basische Massen haben etwa 2,5 geringere Starrheit, wie Stahl, saure Ergüsse 6—8mal geringere. Aus diesen Angaben dürfte schon die Wahrscheinlichkeit einer großen Beteiligung basischer Gesteine am Rindenaufbau hervorgehen.

Die Bedeutung dieser Zahlen darf aber, so interessant sie erscheinen mögen, nicht überschätzt werden. Erstens wechseln die Elastizitätsmoduln mit der Temperatur sehr erheblich, zweitens

sind die Beobachtungen an der Oberfläche für die Tiefe nicht unbedingt beweisend, drittens hängt die Elastizität stark von der Textur und Struktur des Gesteins ab. Wenn man aber, ganz abgesehen davon, aus diesen Daten ohne weiteres eine größere Starrheit der basischen, simatischen Gesteine ableiten wollte und daraus auf ihre größere Widerständigkeit gegen Druck schließen wollte, so würde man einen groben Fehler begehen. Starrheit, Druckfestigkeit, Plastizität und Zähigkeit sind keine einfachen Funktionen desselben Grundwertes. Vor allem sind Starrheit und Plastizität keine Gegensätze. Es hängt dabei alles von der Natur und Dauer der Beanspruchung ab und Schwinner hat zweifellos recht, wenn er betont, daß das Material der tieferen Zone der Tektonosphäre auf kurze Impulse elastisch, auf dauernde Beanspruchung durch Fließen reagiert. Aus dieser Tatsache erklärt sich auch, daß die Werte für die Elastizität der Erde verschieden ausfallen, je nachdem man von kurzen Erdbebenstößen, von Flutbewegungen oder von säkularen Prozessen ausgeht. Das bekannte Beispiel von Siegellack oder Pech, welche sich einem kurzen Stoß gegenüber spröde, einem langen Druck gegenüber fließend verhalten, ist auch auf die Erdrinde anzuwenden, nur muß hier mit Zahlen von einer anderen Größenordnung gerechnet werden, da nach Schweydar die Zähflüssigkeit des Sima unter den Kontinentalschollen etwa 10000mal so groß ist, wie die von Siegellack bei Zimmertemperatur. Da aber, wie Wegener im Anschluß an Lukaschewitsch zweifellos richtig betont, im Falle der Erde das Überwiegen der Massenkräfte über die Molekularkräfte einerseits, die lange Zeitdauer des Effektes anderseits zu berücksichtigen ist, so dürfte langandauernden Impulsen gegenüber die tiefere Zone der Rinde als zähflüssig gelten.

Diese Überlegungen ergeben folgendes Bild: die Erdrinde ist eine Zone, deren Starrheit gegenüber kurzen Bewegungsimpulsen nach der Tiefe zunimmt, und zwischen $^1/_8$ und $^1/_2$ des Stahls schwankt. In ihren tieferen Zonen nimmt aber auch die latente Plastizität gegenüber langwährenden Impulsen zu. Die vertikale Gliederung der Erdrinde ist durch Zunahme der Dichte, d. h. durch Zunahme basischer Gesteine nach der Tiefe gegeben.

Damit komme ich an den Kernpunkt der Frage, die schon in den vorhergehenden Kapiteln angeschnitten wurde: ist neben dieser vertikalen Gliederung auch eine horizontale vorhanden, und würde

sie den Unterschied im orogenetischen Verhalten der Großscholle erklären?

Auf die erste Frage können wir vielleicht schon heute eine eindeutige Antwort geben (vergl. auch die schon zitierte Arbeit von Gutenberg 66). Die zweite ist geologisch und physikalisch nur schwer zu fassen, da wie gesagt, die experimentellen Ergebnisse von der Größenordnung abhängen, die wir in bezug auf die Erde nicht nachahmen können. Die hierbei auftretende Hauptfrage ist ja die, ob den Simagesteinen ein anderes tektonisches Verhalten zukommt, wie der Salkruste. Wie wir noch sehen werden, machen das die geologischen Daten sehr wahrscheinlich. Physikalisch betrachtet kann man aber dabei nur von Wahrscheinlichkeiten sprechen. Immerhin sind diese nicht von der Hand zu weisen. Die basischen Gesteine besitzen einen Schmelzpunkt, der durchweg 100—200° unter dem Schmelzpunkt der sauren Gesteine liegt. Dadurch wird erstens die Möglichkeit aufgezeigt, daß in einem Tiefenhorizont feste saure Gesteine und zähflüssige basische Massen nebeneinander liegen, ohne sich zu vermischen, anderseits wird dadurch die Wahrscheinlichkeit eines mobileren Verhaltens des „Sima“ gegenüber dem „Sal“ vergrößert. Die Änderungen der Schmelzpunkte mit dem Druck und das starrere Verhalten basischer Massen gegenüber kurzen Impulsen bei niederen Temperaturen sind keine Faktoren, welche die angeführten Grundtatsachen ändern oder widerlegen könnten. Ja, man könnte sich sogar die Frage vorlegen, ob die bei praktischen Beobachtungen hervortretende größere „Zähigkeit“ der Simagesteine, ihre größere Bruchfestigkeit, nicht auch zugleich ein Anzeichen ihrer größeren Plastizität sind, dergestalt, daß sie auf lange andauernde, starke Drucke eher durch Verbiegen, als durch Zerbrechen reagieren.

Wie gesagt, beweisende experimentelle Daten stehen uns darüber noch nicht zur Verfügung. Welcher Art die Beziehung von Elastizität, Starrheit und Plastizität sind, kann heute noch nicht unmittelbar formuliert werden, wenn die für die Größenordnung der Erde gültigen Zahlen in Betrachtung gezogen werden. Hier sollte nur gezeigt werden, daß die physikalischen Betrachtungen der Annahme einer verschiedenen Mobilität von Sal und Sima nicht widersprechen. Ja, wer ein isostatisches Verhalten der Rinde, also ein verschieden tiefes Eintauchen der Salblöcke in das Sima annimmt — und das tun wohl heute die meisten — gibt die Mobilitätsunterschiede implicite schon zu.

Es muß aber eindringlich davor gewarnt werden, die simatische Unterlage der Kontinente und Ozeane als zähe Flüssigkeit zu betrachten. Als ganzes ist sie das ebenso wenig, wie Siegellack bei Zimmertemperatur. Nur Änderungen von Druck und Temperatur, vor allem in den Erweichungsgürteln der Erde und an ihrer Grenze, können sie lokal und gelegentlich dazu machen.

Die tiefenvulkanische Analyse der Großschollen

I. Schollenbewegungen

Die physikalischen Grundlagen zeugen also zum mindesten nicht gegen eine verschiedene Plastizität von Sal und Sima. Die geologischen Tatsachen haben uns in den ersten Kapiteln zu der Annahme eines stark differenzierten Verhaltens der Großschollen der Erde geführt. Sollte es gelingen, dieses Verhalten mit dem Bau des Untergrundes in Verbindung zu bringen, so kann der Beweis eines Zusammenhanges als geglückt gelten. Darauf geht die nun folgende Analyse aus, welche die Schollenunterlage und die Schollenränder untersuchen soll, vor allem vom Standpunkte des bisher noch kaum betrachteten Tiefenvulkanismus, welcher in den einzelnen Elementen auch durchaus verschieden verläuft. Daneben kann die Bewegungsart, wie ich schon verschiedentlich andeutete, über starres oder plastisches Verhalten des Untergrundes unterrichten.

In den letzten Jahren hat vor allem Kossmat (36) über die Eigenbewegungen der Kontinentalblöcke auf Grund der Schwereverhältnisse bemerkenswerte Resultate veröffentlicht und sowohl er als Schwinner (47) haben versucht, den Bewegungsmechanismus dieser Blöcke, der „Füllflächen", verständlich zu machen. Die Breslauer Untersuchungen haben die Existenz solcher Blockbewegungen in Mitteleuropa exakt bewiesen. Ich brauche hier nur auf die Clooschen Untersuchungen am Sudetenrande, an der Nordsüdzone und am nördlichen Schwarzwaldrande und auf meine Analyse der Otzbergspalte hinzuweisen (9, 10, 13, 15, 18). Man kann, wie schon bemerkt, gerade in den deutschen Mittelgebirgen zeigen, daß diese Blockbewegungen sich vorwiegend an den Rand oder an die Umgebung altversteifter Schollen halten, worauf ich im einzelnen noch zu sprechen komme. Durch diese Untersuchungen wird eine Eigenbeweglichkeit größerer starrer Blöcke in einem

mobileren Medium direkt erwiesen, wobei man noch in den Graniten das wichtige Hilfsmittel der Druckanalyse zur Verfügung hat.

In ganz großem Maßstabe hat dann A. Wegener (63) eine Horizontalverfrachtung von Kontinentalschollen behauptet und an einen Gedanken von ihm möchte ich weiterhin anküpfen, ohne im übrigen auf eine Diskussion der von ihm angenommenen großen Kontinentaldrift einzugehen, welche in dem Ausmaße für die weiter erörterten Gesichtspunkte keineswegs notwendig ist. Es handelt sich um die von Wegener geäußerte Ansicht, daß die starre salische Unterlage nur den Kontinentalschollen zukommt, den ozeanischen Räumen aber abgeht, deren Sedimente direkt dem basischeren und beweglicheren Simauntergrund aufliegen. Diese Ansicht könnte dahin erweitert werden, daß man an einem salischen Untergrund, d. h. an einem nennenswerten Sockel von kristallinen Schiefern auch in den Geosynklinalen zweifelt, ihn also im wesentlichen nur für die Kontinentalkerne und ihre Schelfe anerkennt. Wenn also Wegener in den ozeanischen Räumen das Ergebnis einer divergierenden Bewegung der Grenzschollen sieht, kann man vielleicht in den Geosynklinalen und den daraus entstehenden Faltengebirgen das Ergebnis einer konvergierenden Bewegung der Grenzschollen sehen und aus ihrem beweglicheren, basischen Untergrund die Ursache ihrer Mobilität ableiten. Wenn man diese Ansicht im einzelnen begründen will, so muß vor allem folgendes geklärt werden: 1. Wie ist der Untergrund der Geosynklinale beschaffen? 2. Ist in ihm tatsächlich keine oder keine nennenswerte Unterlage von primärem, salischem Material nachzuweisen?

Eine solche Untersuchung geht am besten nicht von einem tertiären, wohlerhaltenen Faltengebirge aus, sondern hält sich folgerichtig an alte, stark abgetragene Faltenrümpfe, in denen man mehr Aussicht hat, über den tieferen Untergrund Aufschluß zu erhalten. Ich gehe daher im weiteren hauptsächlich auf den karbonischen, variscischen Bogen ein. Ein zu Ende geführter Beweis würde sich notwendigerweise über die ganze Erde erstrecken und den Rahmen dieser Arbeit überschreiten. Einige Stichproben genügen aber, um zu zeigen, daß ich auf regional weit verbreiteten Tatsachen fuße, die ich nur in einer neuen Weise zu gruppieren versuche.

Auf einige mögliche Einwände gegen die nun folgenden Erörterungen möchte ich noch kurz eingehen.

Ein unmittelbarer Einblick in den Unterbau der Schollen ist uns naturgemäß immer verwehrt. Insbesondere bei den Geosynklinalen ist stets folgendes zu bedenken: wenn sie gefaltet sind, ist ihr primärer Untergrund so weitgehend verdrückt und ausgequetscht, ferner durch sekundäre Intrusionen so verändert, daß seine ursprüngliche Beschaffenheit nur in ganz großen Zügen zu rekonstruieren ist — diese Verengung des gefalteten Raumes muß weitgehend in Betracht gezogen werden. Ist die Geosynklinale aber nicht gefaltet, so ist ihre Unterlage naturgemäß auch nicht sichtbar. Was wir also durch Beobachtung erschließen können, sind nur die obersten Teile dieser Unterlage, die durch Einschmelzung und spätere Intrusionen aus dem Untergrunde weitgehend verändert wurden. Wenn wir daher unter den gefalteten Schichten der Geosynklinale basische Gesteine in weiterer Ausdehnung finden, so ist darin keineswegs schon direkt die „Sima-Unterlage" zu sehen, sondern höchstens Abkömmlinge davon, die hier intrudierten, weil hier die Rinde die geringste Mächtigkeit besaß. Betont wird im folgenden daher nur das Fehlen der dicken Gneisblöcke im Untergrunde der Geosynklinalen und die Häufung der basischen Intrusiva in denselben. Nur von diesem Gesichtspunkt aus ist auch das weiterhin gelegentlich erwähnte Vorkommen von Gabbrokonglomeraten an der Basis gefalteter Serien zu betrachten (Vogesen, Sudeten). Die Schichtenfolge Gabbro-Gabbrokonglomerat-Sediment ist selbstverständlich nicht als „Transgression des Meeres über entblößtes Sima" zu deuten, sondern nur als Hinweis auf die weite Verbreitung der basischen Tiefengesteine in diesem Streifen, also auf ihre weitgehenden Teilnahme am Aufbau der Scholle, oder auf die Nähe des basischen Herdes. Das „Sima" ist ein theoretischer und hypothetischer Begriff; was wir sehen können, sind nur seine Abkömmlinge, die Gabbrogesteine und Amphibolite, die aber für die Geosynklinalen neben den kristallinen Schiefern der Parareihe ebenso bezeichnend sind, wie die Orthogneise und Granite für die Blöcke.

II. Das variscische Gebirge

1. Allgemeines

Innerhalb des sogenannten variscischen Bogens kann man bekanntlich einen äußeren Streifen paläozoischer Falten und einen inneren Kern kristalliner Gesteine unterscheiden; das orogenetische

Verhalten beider Gebiete ist durchaus verschieden. Abgesehen davon, daß die Orogenesis der Innenzone älter ist, zeigt sie weder das regelmäßige Faltenbild, noch die deutliche Bogenanordnung, wie sie etwa im rheinischen Schiefergebirge und den dazu gehörenden Zonen offenbar wird. Das gegensätzliche Verhalten dieser beiden Gebiete, von denen das nördliche vom Devon an das typische Verhalten einer Geosynklinale aufweist, während das südliche eigentlich während des ganzen Paläozoikums ein Hochgebiet mit vorherrschender Abtragung gewesen ist, hat A. Born (8) neuerdings anschaulich geschildert. Auch auf der Schindewolfschen Karte des Oberdevonmeeres (44) kommt dieses Hochgebiet, die vom Zentralplateau bis nach Böhmen reichende „allemannische Insel" deutlich zum Ausdruck. Im Grunde genommen ist es derselbe alte Sporn, der schon vom Kambrium an vom podolischen Massiv bis nach der Bretagne sich bemerkbar macht, eine nördliche Geosynklinale von der paläozoischen Thetys trennt und nur gelegentlich durch Quersenken, wie die schlesisch-mährische Straße, unterbrochen wird. Heute besteht dieser Komplex aus Blöcken zweiter Ordnung und dazwischen liegenden Schelfgebieten; beide werden durch Störungen rheinischer und herzynischer Richtung getrennt, deren ursprünglicher Charakter als Transversalverschiebungen schon heute in vielen Fällen gewährleistet erscheint. Das sich hieraus ergebende Bild ist demnach in Kürze das folgende: im Gebiet der nördlichen Geosynklinale mobiles Verhalten mit regelmäßiger Faltenbildung, im Gebiet der südlichen Hochscholle vorwiegend Blockbewegungen im Sinne der allgemeinen Druckrichtung und mit untergeordneten Faltungserscheinungen.

Diesen älteren Blockkomplex will ich nun an einigen besser bekannten Stellen analysieren, um zu versuchen, über seinen Untergrund Anhaltspunkte zu gewinnen und um zu sehen, in welcher Form sich darin Elemente der Blöcke und der Geosynklinale begegnen. In sich ist er nämlich nicht einheitlich und besteht aus vorkarbonischen Massiven und an diese im Karbon angegliederten Faltenbündeln. Gerade diese und vor allem ihre Grenzen gegen die Blöcke erlauben aber schon heute Aussagen über den Untergrund.

2. *Der Schwarzwald*

Der Kern des Schwarzwaldes besteht aus einem Komplex von Ortho- und Paragneisen, die im Norden, Osten und Süden von im Karbon intrudierten Graniten umgeben sind. Innerhalb des Gneis-

komplexes sind keine präoberkarbonischen paläozoischen Sedimente bekannt, wohl aber treten am nördlichen Rande devonische, am südlichen kulmische Schiefer und Granwacken auf. Ich habe in einer früheren Arbeit (14) darauf hingewiesen[1]), daß das Paläozoikum wohl nie den zentralen Gneiskern überdeckt hat, daß dieser Gneiskern also schon damals ein Hochgebiet darstellte und daß er an der Faltung der devonischen und kulmischen Schichten im einzelnen nicht teilgenommen hat. Das eigentlich gefaltete Gebiet im Norden und Süden des Schwarzwaldes war also vor der Faltung eine Senke. Es fragt sich nun, ob diese Senke von einem Gneissockel getragen wird, oder nicht. In dieser Hinsicht ist die mir früher kaum verständliche Beobachtung von Bedeutung, daß die Kulmschichten im Süden stets von jungem, karbonischen Granit begleitet sind, niemals auf Gneis aufliegen und daß im östlichen Teil ihrer Verbreitung sogar Gneiskomponenten an der Basis fehlen. Selbst dort, wo Gneis und Kulm nahe aneinander herantreten, wie an der südschwarzwälder Überschiebung, tritt zwischen ihnen stets der Streifen geschieferter karbonischer Granite auf. Ja, im südlichen Schwarzwald kann man sogar mit ziemlicher Sicherheit den Satz aussprechen, daß der Kulm stets von karbonischem Granit direkt unterlagert wird, welcher also zum mindesten lagergangartig Gneis und Paläozoikum trennt. Ganz entsprechend ist auch im Norden nirgends ein unmittelbarer Kontakt von Gneis und Devon vorhanden, immer liegt karbonischer Granit zwischen beiden. Das gefaltete Paläozoikum ist also überall einer sekundären Unterlage von jüngeren Intrusivgesteinen aufgesetzt und seine primäre Unterlage kann direkt kaum nachgewiesen werden. Wohl aber kann ein indirekter Schluß zu einer solchen Ermittlung führen. Ich habe schon früher auf die Amphibolite hingewiesen, welche in der Kulmserie des südlichen Schwarzwaldes in der Nähe der Basis auftreten und auf ihre wahrscheinliche Ableitung aus einem gabbroiden Magma (9). Ich habe auch damals schon auf den Zusammenhang dieser Amphibolite mit dem als Schollen im Granit oder an der Grenze von Granit und Gneis liegenden Gabbro von Ehrsberg aufmerksam gemacht. Gerade dieser scheint ja anzudeuten, daß hier, im oberen Wiesental, größere Massen basischer Gesteine in der Tiefe unter dem Granit liegen müssen.

[1]) Das ist wohl auch Deeckes (22) und Borns (8) Ansicht.

In ähnlicher Weise treten auch weiter östlich, bei St. Blasien und Todtmoos, Serpentine, Amphibolite und sonstige Abkömmlinge eines gabbroiden Magmas auf.

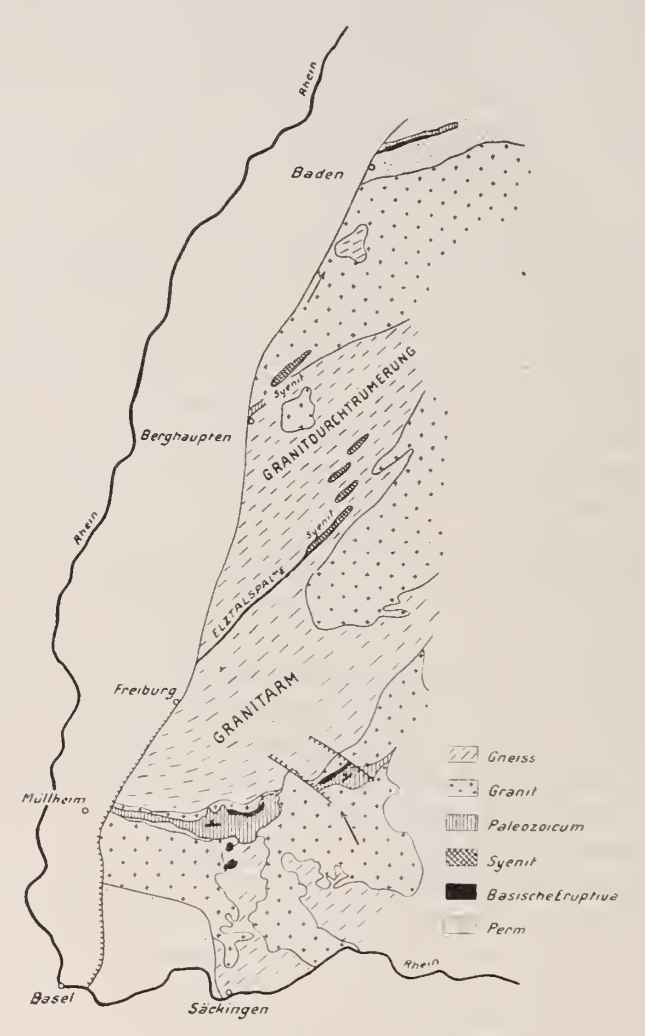


Fig. 11. Strukturkarte des Schwarzwaldes.

Wendet man sich dem nördlichen Schwarzwald zu, so sieht man wieder im Devon von Baden zahlreiche Amphibolite, Diabase und Diabastuffe stecken, auf deren petrographische Übereinstimmung mit den südbadischen „Ophioliten“ ich auch schon früher hingewiesen habe. Diese Gesteine treten dort auf, wo die unzwei-

deutige Faltung beginnt. Dem zentralen Gneiskern fehlen sie aber, worauf schon Deecke (22, Bd. 1) hingewiesen hat, der auch durchaus folgerichtig auf die Analogie mit den Melaphyren des Vogesenkulms und den basischen Gesteinen des Flysch (Taveyannazsandstein) hingewiesen hat. Während also diese basischen Gesteine an die gefalteten Senken gebunden sind, treten die Granite vor allem an der Grenze des Gneismassives und zum Teil in dessen Innerem auf. Eine Ableitung beider aus einander durch Differentiation ist im Schwarzwald kaum denkbar; wohl aber kann ein „Basischerwerden" der Granite dort beobachtet werden, wo sich die basischen Gesteine häufen; es ist in der Beziehung durchaus bemerkenswert, daß die einzigen basischen Amphibolgranite des Schwarzwaldes gerade dort häufig sind, wo der Gabbro einige Häufigkeit erlangt. Dieser tritt entweder schollenförmig im Granit auf, oder ist vollkommen von ihm resorbiert. Dieses Verhältnis ist ja dann im Odenwald noch klarer, worauf ich noch zu sprechen komme. Ich glaube also schon hier den Schluß ziehen zu können, daß die basischen Eruptivgesteine als primäre Unterlage der gefalteten Senken in großem Ausmaß in Frage kommen. Es frägt sich nun, wie die Granite zu deuten sind, die an der Gneisgrenze und bis zu einem gewissen Grade in Gneis selbst in großer Fülle auftreten.

Diese Granite sind im Schwarzwald auffallend einheitlich zusammengesetzt. Vergleicht man sie aber mit dem Gneis, so ist die Zusammensetzung, vor allem im Verhältnis zu den Schapbachgneisen, sehr ähnlich; besonders gilt das für die geschieferten Modifikationen, welche im südlichen Schwarzwald in unmittelbaren Kontakt mit dem Granit treten. Hier, wo eine intensive Durchäderung und Injektion vorhanden ist, gewinnt man durchaus den Eindruck, daß nach der Teufe zu beide Gesteine direkt verschmelzen können, d. h. daß die Granite nichts anderes sind, als karbonische Aufschmelzungen von der Unterseite der dicken salischen Gneisschollen. In dieser Hinsicht ist wieder die Beobachtung von Deecke (l. c.) bemerkenswert, daß die Granite dort auftreten, wo mächtige Orthogneisareale vorhanden sind und das z. B. die große Paragneismasse von St. Peter fast granitfrei ist.

Hier ist aber noch etwas zu berücksichtigen: die Gneismasse des Schwarzwaldes ist durch die Elztalspalte in zwei recht verschiedene Teile geteilt. Der mächtige südliche Klotz ist fast

granitfrei, der nördliche, auch heute morphologisch niedrigere, besitzt intensive Zerspaltung und Granitdurchtrümmerung. Diese starke Durchtrümmerung zeigt die Nähe größerer Granitherde unter der Oberfläche, d. h. eine geringere Dicke der starren Gneisscholle an. Wiederum wird aber hier, im Schollengebiet, nur Granit gefördert, der also, ganz allgemein gesprochen, am Bau des unteren Teiles der Scholle in weitestem Maße beteiligt sein muß, bis auf die Schollengrenze an der mittleren Erztallinie und im Kinzigtal (Durbach), wo Syenite aufsetzen, denen eine besondere Rolle zukommt. Der Gegensatz der Granite als Abkömmlinge und Unterlage der Gneisschollen und der gabbroiden Gesteine als Unterlage der gefalteten Tröge kommt also schon hier zum Ausdruck.

3. Der Odenwald

Der Gegensatz von Granit und Gabbrodiorit wird im Odenwald noch deutlicher und hier gewinnt man vielleicht den tiefsten Einblick in den Gebirgsbau eines Faltengebirges, den wir überhaupt kennen. In dem Zwischenstück zwischen beiden, der Kraichgausenke, wissen wir nichts über den prätriadischen Untergrund. Das metamorphe Devon bei Baden einerseits und die schollenreichen Granite von Heidelberg anderseits legen den Schluß nahe, daß im Zwischenstück schon eine alte Senke und kein Gneismassiv lag, ein Schluß, welcher durch das mächtige Rotliegende von Baden noch unterstrichen wird. Nördlich davon ist aber der westliche Odenwald auch kein altes Massiv, sondern der später gehobene Teil einer sehr tiefen Zone. Ich habe schon früher darauf hingewiesen (10), daß der äußerst intensive Metamorphismus der Schollen, die starken Resorptionserscheinungen und nicht zum mindesten die „fließende“ Form der Tektonik zeigen, daß wir hier ein wesentlich tieferes Stück der Rinde vor uns haben, als im Schwarzwald. Diese Tatsache wird noch dadurch unterstrichen, daß im östlichen Odenwald wieder ein altes Gneismassiv vorzuliegen scheint, mit starrer Mechanik und anders gearteten Intrusionsmassen (l. c.).

Die größere Tiefenlage und starke Mobilität während der Faltung stehen in bemerkenswertem Zusammenhang mit dem Reichtum an basischen Gesteinen — den Gabbros und den nach Klemm durch Resorption von Schiefermaterial aus diesen hervorgegangenen Dioriten, welche als große streichende Züge und als

kleine Schollen den Granit durchschwärmen. Wenn nun die Gabbros, das simatische Material, hier durch Resorption sauer werden, so sind die Granite, das salische Material, durch Aufnahme von Diorit und Amphibolit recht basisch geworden. Es

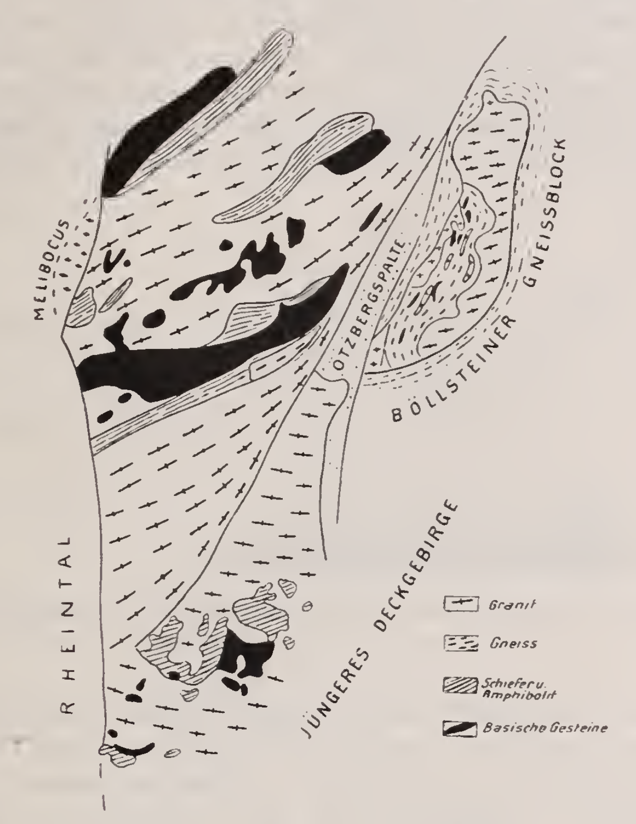


Fig. 12. Strukturkarte des Odenwaldes.

herrscht eine intensive mechanische und chemische Durchmischung beider Magmen, die aber kaum auf Differentiation von einem Pol aus beruht. Das heißt, hier haben wir ähnliche Verhältnisse, wie im südlichen Schwarzwald, nur gleichsam in tieferem Niveau. Die dort sporadischen Gabbroschollen nehmen hier eine größere Verbreitung an, die Durchmischung ist intensiver, die alten Sedimente sind stärker umkristallisiert. Es ist aber bezeichnend, daß primäre Amphibolgesteine in ihnen wiederum stark vertreten sind. In diesem intensiv gefalteten Gebiet fehlen aber, trotz dem tiefen Niveau, die Gneise

vollkommen, was meines Erachtens einen direkt zwingenden Schluß für meine Anschauung darstellt, zumal im östlichen Odenwald gerade das gegenteilige Verhalten zu beobachten ist.

Wenn wir nun die Erfahrungen im südlichen Schwarzwald und im Odenwald kombinieren, so können wir das hier zutage tretende buntscheckige Bild geradezu als Beispiel dafür betrachten, wie der Geosynklinalenboden in einiger Entfernung von den alten Massiven aussehen muß. Das granitische Material — der Zustrom

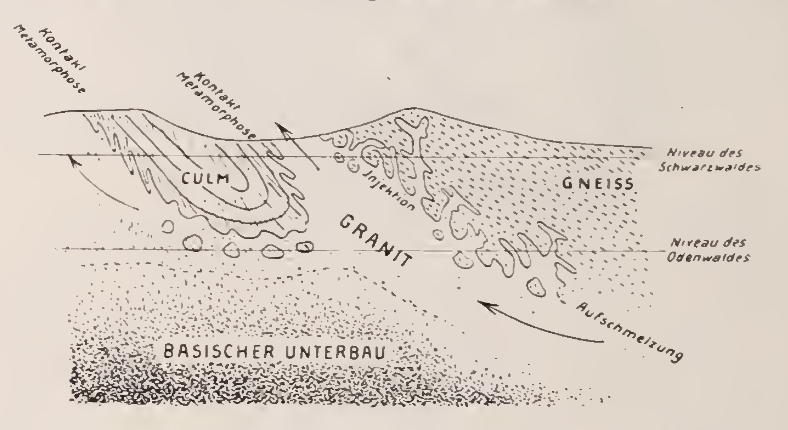


Fig. 13. Hypothetisches Profil durch eine Schollengrenze. Die Verhältnisse im südl. Schwarzwald sind zu Grunde gelegt.

von der schmelzenden Unterseite der salischen Gneisschollen, lagert sich kranzförmig um diese ab und injiziert sie selbst in einer besonderen Weise, auf die ich noch zu sprechen komme. In der Umgebung des Böllsteins ist z. B. der Trommgranit als spätestes Produkt dieser Abschmelzung zu betrachten. In größerer Entfernung vom Massiv herrscht dagegen intensivste Durchmischung des zuströmenden Granites mit der basischen Unterlage der Geosynklinale, eine Durchmischung, die aber durchaus unter dem richtenden Einfluß der faltenden Kraft steht, derart, daß die Granite, infolge ihres spezifisch geringen Gewichtes, in die Antiklinen, die Gabbrodiorite in die Synklinen gedrängt werden. Immerhin können wir annehmen, daß der Odenwald mit seinem bunten Gesteinsmuster noch der Nähe eines Gneisblockes angehört und daß weiter im Norden, wo die eigentliche karbonische Geosynklinale beginnt, das saure, granitische Material im Untergrund immer mehr an Menge abnimmt.

4. Die Vogesen

Die Vogesen zeigen ein Bild, welches wieder an den Schwarzwald erinnert, freilich mit einigen interessanten Modifikationen. Auch in den Vogesen ist eine allerdings viel kleinere, zentrale Gneismasse vorhanden — die Markircher Gneise, und wird von karbonischen Graniten umflossen. Auch hier sind im Kern Intrusionen selten und nur Granite treten auf. Im Süden trennt wieder eine mächtige Granitmasse den Kern von dem gefalteten Kulm. Für diesen ist aber, wie im Schwarzwald, die Einschaltung

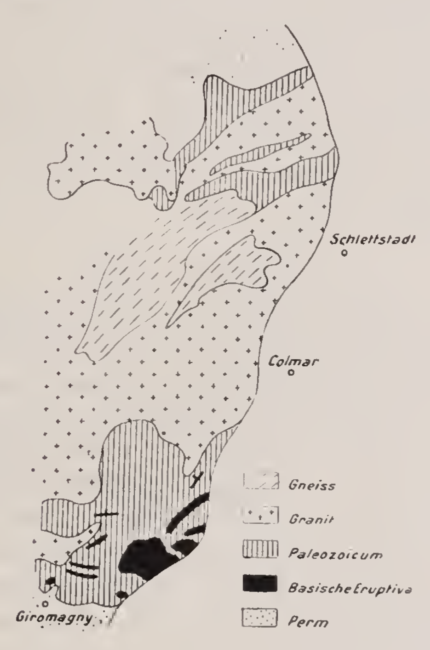


Fig. 14. Strukturkarte der Vogesen.

von Serpentin, Amphibolit und Gabbro bezeichnend. In der Hinsicht ist besonders das Gabbrokonglomerat an der Basis der Talhornserie von Bedeutung. Wenn hier auch stellenweise Gneisgerölle im Kulm vorhanden sind, so ist doch eine Auflagerung auf Gneis nirgends erwiesen. Im höheren Kulm wird das geförderte Magma sauer, doch ist es von Bedeutung, daß hier Labradorporphyrite sehr verbreitet sind; das ist vielleicht so zu erklären, daß wir uns hier viel weiter vom Kern befinden, als im Schwarzwald, und aus diesem Grunde schon basischeres Material zu erwarten haben.

Ähnlich intensive Durchtränkung mit basischen Gesteinen zeigen nach Michel-Lévy auch die gefalteten paläozoischen Sedimente des Morvan, während im Gneisgebiet des Zentralplateaus wieder saure Massen bei weitem überwiegen.

Auch am Nordrand des Markircher Gneises sind die Verhältnisse ähnlich: wo das Devon beginnt, beginnt auch die Faltung. An der Basis des Devons und in den alten Schiefern liegen Diabase. Zwischen Devon und Gneis ist der Bressoirgranit eingeschaltet, an dessen Grenze liegen Diorite und Serpentine.

Für alle drei Massive gilt mithin das Gleiche: die eigentlichen Gneisgebiete scheinen im Karbon nicht gefaltet zu sein; sie werden nur von sauren Gesteinen injiziert und umgeben, die von ihrer Unterseite abzuleiten sind. Die gefaltete Umgebung zeigt in der Unterlage ganz im Gegensatz dazu ein Überwiegen basischer Massen, durchmischt mit dem von den Grundgebirgssockeln abfliessenden sauren Strom.

5. Die Böhmische Masse

Der große östliche Komplex des mitteleuropäischen Sporns läßt sich weit schwerer analysieren, da hier vielfach die Spezialuntersuchungen noch nicht weit genug fortgeschritten sind. Immerhin lassen sich schon aus den heutigen Kenntnissen Ergebnisse ableiten, welche durchaus im Sinne der erörterten Zusammenhänge zu deuten sind. Es kann hier aber natürlich keine erschöpfende Behandlung stattfinden, sondern wiederum sollen einige Beispiele zeigen, wie die vorgebrachte Anschauung in diesem Gebiete sich auswirkt; es scheint mir, daß sie gerade hier geeignet ist, über einige bisher recht rätselhafte Punkte Aufklärung zu gewähren.

Die Böhmische Masse im weiteren Sinne besteht aus dem auf den Süden und Südwesten beschränkten älteren Gneiskern (Bayr.-böhm.-Wald, Niederösterreich-mährisches Gebiet), um den sich im Norden und Osten der Kranz der erzgebirgisch-sudetischen Gebirge herumschlingt. Diese Gebirge bilden dann den Übergang zu der eigentlichen karbonischen Faltenregion, welche im Westen durch das Schiefergebirge Ostthüringens, im Osten durch die paläozoischen Falten des Niederen Gesenke vertreten ist. Das Prager Silurgebiet bietet dann noch ein besonderes, in die ältere Gneismasse eingesenktes Faltenelement, das alte Massiv der Eule vermutlich einen ungefügigeren Sporn, welcher im Osten der alten Masse vorgelagert ist, ohne mit ihr in direktem Zusammenhange zu stehen.

Die einzelnen Gebiete verhalten sich epirogenetisch und orogenetisch durchaus verschieden und die abweichenden Verhältnisse der Umrahmung, welche, wie wir heute wissen, keineswegs dem Bilde eines normalen Bogens entspricht, erklären sich z. T. daraus, daß der westliche Teil der Böhmischen Masse einen typischen Block erster Ordnung darstellt, daß im Osten dagegen eine seit dem Silur kenntliche Meeresverbindung zwischen Norddeutschland und Mittelmeer bestanden hat. Diese Verbindung, welche besonders im Oberdevon und dann in der Trias deutlich ist und mehrfach den ausgesprochenen Charakter einer Geosynklinale trägt, scheint mir für die Struktur und Analyse der Böhmischen Masse von besonderer Bedeutung zu sein. Es ist die trennende Senke zwischen den alten Blöcken Böhmens und Podoliens, es ist zugleich das Gebiet ungehemmter Ausbreitung von jungpaläozoischen Falten von Mähren bis zum polnischen Mittelgebirge. Zwischen dem Geosynklinalgebiet im Norden und Osten und dem alten Block im Südwesten vermittelt dann eine „Übergangszone" von wechselvoller Zusammensetzung, die vom Fichtelgebirge über das Erzgebirge, die Lausitz, das Riesengebirge und das niederschlesische Kohlenbecken bis zu dem schmalen Grenzgebiet der Boskowitzer Furche und der Brünner Eruptivmasse reicht. Diese Hauptelemente sollen nun kurz besprochen werden.

Das südwestliche Gneisgebiet — die Böhmische Masse im engeren Sinne — ist in den Einzelheiten noch zu wenig erforscht, um über Alter und Tektonik genaue Auskunft zu geben. Im allgemeinen kann man sagen, daß dem monotonen und vielleicht ältesten Teil im Bayrischen Wald die etwas wechselvollere Gesteinsserie des niederösterreichischen Waldviertels und Mährens gegenübersteht, an deren Zusammensetzung stark umgeschmolzene altpaläozoische Gesteine jedenfalls beteiligt sind. Das letztere Gebiet, zu dem außer den moravischen Gesteinen von F. E. Sueß jedenfalls auch ein Teil seines Moldanubicums gehört, ist also ein Gebiet intensiver paläozoischer Umschmelzung. Mit vorwiegendem N—S-Streichen grenzt es an den Ostrand der Böhmischen Masse überhaupt. Ob sich zwischen diesem stark umgeschmolzenen Ostrand und der schlesischen Nordsüdzone eine Beziehung herstellen läßt, bleibe dahingestellt.

Der westliche Teil wird vom östlichen durch das ausgedehnte Granitgebiet Südböhmens geschieden. Das Streichen im Gneis ist

wechselnd, stellt sich aber am Westrand parallel den Randstörungen des Bayrischen Waldes (Pfahl, usw.) ein. Eine starke Durchsetzung mit granitischen Massen ist insbesondere für die Randpartien bezeichnend. Der Charakter dieser Granitintrusionen, die nicht als Batholithen, sondern als vom Pfahl ausgehende „diskordante Lagergänge" zu betrachten sind, ist von Cloos (19) neuerdings aufgeklärt worden. Im Nordwesten grenzt das Gneisgebiet an die paläozoische Mulde Mittelböhmens, von der sie wieder durch das große mittelböhmische Granitgebiet getrennt wird.

Leider sind über dieses Gebiet noch verhältnismäßig wenig Nachrichten vorhanden; das ist zu bedauern, da ich glaube, daß gerade hier der Schlüssel zum Verständnis der Böhmischen Masse liegt. Das mittelböhmische Massiv grenzt mit deutlichem Intrusionskontakt an die algonkischen und silurischen Sedimente der Prager Mulde. In einzelnen Lappen sind aber diese Sedimente auch im Dach des Granites erhalten. Der Granit ist also jedenfalls paläozoisch und bildet, wie ich das auch im Schwarzwald gezeigt habe, zum Teil die sekundäre Unterlage des böhmischen Schiefergebietes. Anderseits wird mehrfach betont, daß weiter im Süden die Gneise vielfach unter den Granit einfallen. Ähnlich, wie im Schwarzwald, trennt also der Granit lagergangartig das Gneis- und Schiefergebiet voneinander ab. Diese Feststellung klärt aber nach F. E. Sueß (60) einen inneren Widerspruch im Verhalten der Granite nicht ganz auf. Zwischen Gneis und Granit herrscht zum Teil ein so inniger Verband, ja eine Vermischung, daß dort eine Altersabgrenzung beider Gesteine kaum möglich erscheint. Schichtenförmiger Wechsel zwischen beiden und direkte Übergänge sind an der Tagesordnung. Während also die jungen algonkisch-kambrisch-silurischen Gesteine nur am Rande kontaktmetamorph verändert sind, ist der wohl ältere Gneis mit den Graniten verschmolzen. Dieser Widerspruch scheint mir zu verschwinden, wenn man die Schollengliederung auch auf dieses Gebiet anwendet. Dann offenbart sich sofort eine weitgehende Analogie mit dem Schwarzwald: auch dort haben wir am Rande eine nur kontaktmetamorphe Beeinflussung des Kulm und eine weitgehende Injektion der Granite. Faßt man nun die Granite als aufgeschmolzenes Material von der Unterseite der Blockschollen auf, so sind alle Übergänge zwischen Gneis und — sekundär (palingenetisch nach Sederholm) aus ihm entstehenden — Granit, zu fordern. Der Verband beider Gesteine erscheint weiter nach oben als Injektion, in der Teufe als Verschmelzung.

Nun haben wir aber in der südlichen böhmischen Masse unzweifelhaft ein ziemlich tiefes Niveau vor uns. Der Katamorphismus der mährisch-österreichischen Zone spricht hierbei eine deutliche Sprache. Was also im Schwarzwald als Injektion erscheint, wird hier in den tieferen Zonen den Charakter der Anatexis annehmen können. Ich will auch nicht unerwähnt sein lassen, daß ich in der Schönauer Granitzone im südlichen Schwarzwald gelegentlich auch einen so intensiven Mischverband von Granit und Gneis gesehen habe, daß eine scharfe Trennung fast undurchführbar erschien.

Das Gebaren des südböhmischen Blockes wäre demnach so zu charakterisieren: Entweder sind die altpaläozoischen Gesteine, wie im Osten, dem Block einverleibt und umkristallisiert, oder sie haben ihre Textur beibehalten. Im letzteren Falle (Prager Mulde) werden sie von dem Block durch anatektische Granitmassen getrennt. Für das tiefenvulkanische Verhalten der Blockscholle ist also vor allem die Aufschmelzung charakteristisch, die bis zur Erzeugung neuer Granitherde geht. Diese treten aber nur oben als selbständige Körper auf, verschwimmen dagegen nach unten mit ihrem Muttergestein — dem Gneis.

Mit der böhmischen Silurmulde gelangen wir dagegen wieder in ein typisches Faltungsgebiet. Eine mächtige Sedimentserie, vom Algonkium bis zum Devon reichend, setzt das Gebiet zusammen. Die Faltung ist zwar nicht übermäßig kompliziert, unterscheidet sich aber prinzipiell vom tektonischen Gebaren des südböhmischen Blockes. Von einer Gneisunterlage fehlt jede Spur. Dagegen sind basische Gesteine, vor allem Diabaslager, vom Algonkium bis in das Silur weit und recht gleichmäßig verbreitet. Dazu treten dann am Südrande der Synklinale die den Beginn der Faltung anzeigende basische Euler Eruptivzone und die mit der Faltung in Verbindung stehenden Diabasgänge (30) Das tiefenvulkanische Verhalten entspricht also wieder dem einer allerdings schon im Devon aufgefüllten Geosynklinale. Das Granitmaterial tritt zurück, nachdem schon am Südrande der Mulde basische Gesteine sich am Aufbau des — wohl in sich uneinheitlichen — mittelböhmischen Granitstockes beteiligt haben.

Weiter im Norden ist der Zusammenhang zunächst durch tertiäre Einbrüche unterbrochen; immerhin darf man annehmen, daß vom Fichtelgebirge und Tepler Hochland bis südlich vom Erzgebirge ein altes Hochgebiet bestand, welches die Prager Mulde von der großen nördlichen Synklinale trennte. Vielleicht bildet

weiter im Osten das Eulengebirge den östlichsten Sporn dieses stark zersplitterten Hochgebietes. Die Verhältnisse im Odenwald, Schwarzwald und Vogesen deuten ja auch an, daß das mitteldeutsche Hochgebiet schon sehr frühzeitig in einzelne kleine, gegeneinander verschobene Blöcke zersplitterte.

Erst jenseits der mittelböhmischen Senke kommen wir mit dem Streifen Fichtelgebirge-Erzgebirge-Lausitz-Riesengebirge in das Grenzgebiet der nördlichen Geosynklinale und damit auch in den eigentlichen Bereich der karbonischen Faltung.

Auch hier kann ich nur auf einige Punkte in den neueren Ergebnissen aufmerksam machen. Die Eruptivgneise des Erzgebirges werden heute jedenfalls als paläozoisch angesehen. Die Struktur des Gebirges wäre nach Koßmat (35) durch flache Über-

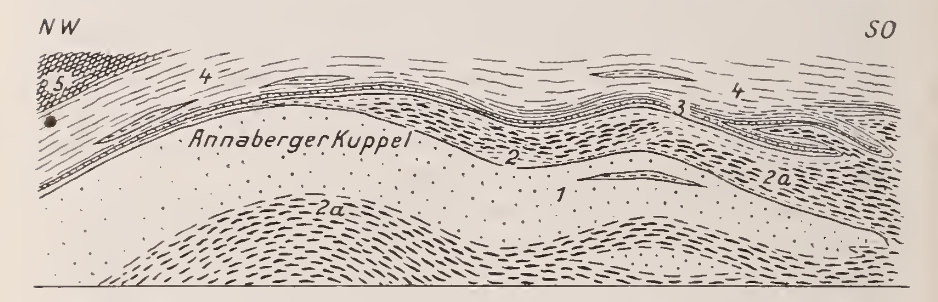


Fig. 15. Profil durch das westliche Erzgebirge. Nach Koßmat.
1. Grauer Gneis. 2. Roter Tafelgneis. 2a. Roter Granit- und Flasergneis. 3. Gneisschiefergruppe. 4. Glimmerschiefer. 5. Phyllite und Tonschiefer.

faltungen nach Norden mit anschließenden lagerförmigen Intrusionen der Gneisgranite anzusehen. Eine jüngere diskordante Granitgeneration ist in diesem Gebiet durch die Granite von Fichtelgebirge und Eibenstock angezeigt. Im Gegensatz zum „salischen“ Charakter dieser Blockrandzone mit den konkordanten Intrusionen und Überwälzungen, wie sie ja auch für die Randzone des Schwarzwaldes charakteristisch sind, herrscht weiter nördlich (Münchberg, Frankenberger Zwischengebirge) intensivste Zusammenstauchung des mobilen Schiefermaterials mit vorwiegend basischen Intrusionen vom Gabbro- und Diabascharakter.

Damit treten wir in das Gebiet der Geosynklinale ein und die zunehmende basische Förderung kann dafür wieder als Indikator gelten. Wohl kommt dann im Granulitgebirge noch einmal saures Material zum Vorschein, doch kann das nicht verwundern, wenn

man bedenkt, daß im Odenwald am Schollenrand mehrfach „salische“ Antiklinen mit „simatischen“ Synklinen abwechseln. So sind auch die kleinen Granitaufbrüche im Thüringer Schiefergebirge (Möllenbach, Gefell usw.) zu deuten. Ich habe schon früher auf den hierbei wahrscheinlichen Zustrom des leichteren Materials nach den Wellenbergen hingewiesen.

Dagegen kann, jenseits von der ostthüringischen Synklinale, der Thüringer Wald wieder als Beweis für meine Anschauungsweise gelten. Die Granite erscheinen wieder im Anschluß an das Gneisgebiet von Ruhla, welches sie teils durchtränken, teils (Suhl) von dem Schiefergebiet der Geosynklinale trennen. Die Gebundenheit der Eruptivgesteine an die Scholle ist auch hier wieder besonders deutlich. Werfen wir von diesem Gesichtspunkt aus noch einen Blick weiter nach Osten.

Nach den Untersuchungen von Stenzel (55) liegt der Lausitzer Granit zwischen der nordsächsischen Grauwackenformation und dem kristallinen Gebirge im Süden; er füllt also ein „Zwickel“ aus, der nach Cloos (18) durch das Nachgeben des paläozoischen Außenbogens und Brechen des versteiften Innengebietes entstand. Die Position ist also die aller bisher betrachteten großen Granitmassive.

Weiterhin bezeichnen die Granitmassive vom Riesengebirge und Striegau wieder den Rand der Böhmischen Masse. Auf die Modifikationen, welche sich hier im einzelnen ergeben, kann ich kaum eingehen. Sehr bedeutsame Gesichtspunkte dazu liefert die neueste Arbeit von Cloos (19), aus der ja auch für diese Gebiete, wie überhaupt, die Stellung der Granite an den Schollengrenzen klar hervorgeht. Nur drei, für meine Anschauungen besonders wichtigen Punkte, dürfen nicht übergangen werden; das sind die zwei Granitgenerationen, die Lage des Eulengebirges und die Bedeutung der Nordsüdlinie. Es ist von Cloos (16) mehrfach darauf hingewiesen worden, daß man in den drei genannten Granitgebieten eine konkordante und eine diskordante Generation unterscheiden kann und daß beide chemisch auffallend gut miteinander übereinstimmen. Diese Tatsache ist uns ohne weiteres verständlich, wenn man die Granite als aufgeschmolzenen Unterrand der Schollen deutet, denn dann ist, ebenso wie im Schwarzwald, selbst gegen die archäischen Gneise keine auffallende Veränderung zu erwarten.

Daß das Eulengebirge jedenfalls bis zum Kulm ein Hochgebiet darstellte, erhellt doch schon aus der Tatsache, daß die ober-

devonische Transgression dasselbe nicht überwältigte. Die neueren Ergebnisse von Dr. E. Bederke haben hier ganz neue Gesichtspunkte eröffnet, auf die ich nicht weiter eingehen will. Im Gegensatz dazu ist südwestlich davon das niederschlesische Becken der Schauplatz einer ausgiebigen Sedimentation gewesen. Hochgebiet und Senke treten hier deutlich in Erscheinung. Nun hat aber neuerdings Bederke betont, daß in der ganzen Umrahmung dieser Senke basische Gesteine in weiter Verbreitung auftreten (Vortrag auf der Jahresversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Juli 1922). Die Mulde ist mithin weitgehend von basischen Gesteinen durchsetzt und umgeben und trennt die Eulengneise von dem zusammenhängenden Hochgebiet der böhmischen Masse. Die Analogie zu der tektonischen Position der Kulmmulde im südlichen Schwarzwald wird dadurch höchst auffallend. Ältere Faltung, metamorphe Veränderung der eruptiven Amphibolite, Injektion eines älteren, konkordanten Granites, Diskordanz, Konglomerate des Obervisé, Intrusion eines diskordanten Granits und jüngere Faltung schwächerer Art, mit Porphyrergüssen, — die Ereignisse sind die gleichen, im Schwarzwald, allerdings auf einen kürzeren Zeitraum zusammengedrängt. (Vgl. Fig. 16.)

Die Nordsüdlinie bezeichnet den Ostrand der Eule und der Böhmischen Masse in weiterem Sinne. Eine auffallende Drehung des Streichens, ferner die Gabbros und Syenite von Zobten—Frankenstein—Reichenstein usw. sind für sie bezeichnend. Weiter nach Süden setzt sie über den Neißegraben fort und dürfte schließlich in die Brünner Eruptivmasse und die Boskowitzer Furche auslaufen, welche deutlich den Rand der metamorphen Böhmischen Masse gegen die nichtmetamorphen Kulm- und Devonfalten des Niederen Gesenkes abtrennen. Hier ist also wieder der Rand der Geosynklinale, hier tritt uns aber auch gleichzeitig, statt der monotonen Granite des Westens, die ganze Musterkarte der Eruptivgesteine von Brünn entgegen, die auffallend an den Odenwald erinnert. Das frühdevonische Alter dieser Tiefengesteine ist natürlich bei dieser Betrachtungsweise nicht von Bedeutung. Nicht nur die Unterseite der salischen Blöcke, auch der Boden der Geosynklinale hat hier das Material geliefert, welches allerdings nur in einer schmalen „Narbe“ zum Vorschein kommen kann.

Die Untersuchungen von Cloos und seinen Schülern im Bayrischen Wald und in Schlesien und die Beobachtungen von Koßmat im Erzgebirge offenbaren damit schon heute ein Bild von großzügiger Einfachheit.

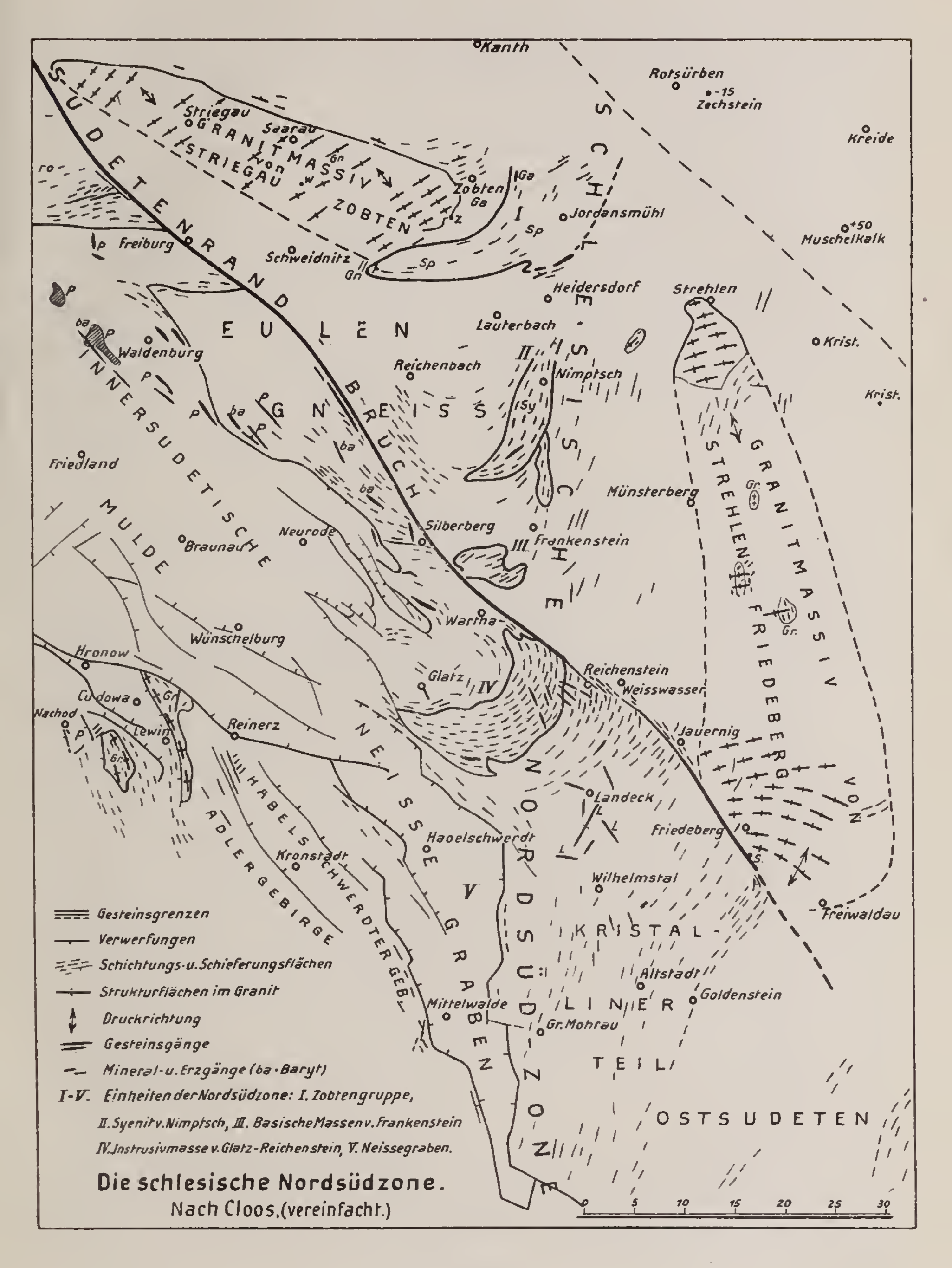


Fig. 16

Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin

Der alte Block der Böhmischen Masse wird keilförmig nach NW vorgeschoben. Durch die damit zusammenhängende Verdickung geraten Teile der Masse in die Zone der Aufschmelzung; die ganz eingeschmolzenen Teile werden als Granit im Westen, Norden und Nordwesten zwischen Block und Geosynklinale herauf- und z. T. in ihre Umgebung hineingepreßt. Die Bewegungen, durch die dieser äußere Granitkranz entsteht, ist im Westen (Bayrischer Wald) deutlich nach Westen, im Norden (Erzgebirge, Lausitz) nach Norden, im Nordosten (Riesengebirge) nach Nordosten gerichtet. Nur im Osten, an der Verschiebungsgrenze zwischen Block und Synklinale, erscheinen, gleichsam im Windschatten der Bewegung die basischen Gesteine aus der Unterlage der nächstöstlichen Scholle. Trotz aller örtlichen Abweichungen ist die Böhmische Masse damit dasselbe wie der Schwarzwald: ein alter Gneisblock mit einem Kranz unten abgeschmolzener Granite.

6. Die norddeutsche Geosynklinale

Auf die Verhältnisse im eigentlichen Gebiet der karbonischen Faltung, in der nördlichen Geosynklinale, brauche ich hier nur ganz kurz einzugehen. Das Überwiegen basischer Gesteine (Diabase, Melaphyre, Pikrite) im rheinischen Schiefergebirge, Harz und Ostthüringen ist ja eine altbekannte Tatsache. Schon Steinmann (53) wies auf das Zusammenvorkommen von Diabas und Kieselschiefer ausdrücklich hin und in neuerer Zeit hat besonders Kossmat (36) direkt ausgesprochen, dieses Gebiet müsse zur Zeit der Faltung von besonders schweren Massen unterlagert worden sein. Ich glaube nicht einmal, daß sich hier das Verhältnis später grundlegend geändert hat, denn die sauren Intrusiva bleiben in der überwältigenden Mehrheit auf die Umgebung der südlichen Kerne beschränkt, und wo weiter im Norden Granit auftritt, wie in dem Venn, im Harz oder in Thüringen[1]), da herrschen besondere Verhältnisse, welche die allgemeine Regel eher bestätigen. Während der Odenwald mit seiner bunten Durchmischung noch teilweise dem Randgebiet angehört, herrschen hier im mobilen, intensiv zusammengestauchten Gebiet die basischen Gesteine fast unum-

[1]) Auf den Zusammenhang des Brockengranites mit der Harzrandspalte hat Cloos aufmerksam gemacht; die Verhältnisse in Thüringen sind schon im Vorhergehenden gestreift. Das hohe Venn zeigt aber die Merkmale eines älteren kaledonisch versteiften Blockes.

schränkt und ein zwingender Grund, unter dem Paläozoikum einen Gneiskern zu vermuten, besteht nicht.

Es muß hier übrigens hervorgehoben werden, daß auch die Geosynklinale nie ganz einheitlich zusammengesetzt zu sein braucht. Die syngenetische Bewegung weist ja auch hier darauf hin, daß z. B. der Siegerländer Block, die Lahn- und Dillmulde sich gelegentlich als Hoch- oder Tiefgebiete verhalten, im Gegensatz zu ihrer Umgebung. Darum kann es auch nicht überraschen, wenn solche Gebiete innerhalb der Geosynklinale zuweilen noch schwache Reste von salischem Material enthalten. So können die Graniteinschlüsse in den Tuffen des Laacher Sees gedeutet werden, während es sich bei den Gneisen daselbst um metamorphe paläozoische oder noch ältere Sedimente handeln kann. Es ist ja jedenfalls auffallend, daß hier kristalline Schiefer der Para-Reihe bei weitem vorherrschen.

Dieser Gesichtspunkt ist auch für die Beurteilung der Porphyre des rheinischen Schiefergebirges von Bedeutung.

III. Osteuropa

1. Beziehungen zwischen West- und Osteuropa

(Fig. 17.)

Auch hier sollen nur einige allgemeine Angaben über die Gliederung gemacht werden, welche in weiterem Sinne geeignet sind, die Analogie mit den bisher besprochenen Verhältnissen zu bestätigen.

Die allgemeine Einteilung Osteuropas ist der im Westen durchaus ähnlich, da wir auch hier einem mittleren mobilen Streifen — der Geosynklinale des Donezbeckens — begegnen, welcher von den starren Gebieten der russischen Tafel und des podolischen Blocks eingefaßt wird. Dieser mittlere Streifen ist durchaus nichts anderes, als die OSO-Fortsetzung der norddeutschen Geosynklinale; nur ist er hier im Osten wesentlich schmaler, was damit zusammenhängt, daß seine Südgrenze der OSO—WNW-Richtung treu bleibt, während die Nordgrenze von Polen ab gegen Schonen, d. h. gegen NW abschwenkt und dadurch die Verbreiterung der Geosynklinale im Westen hervorruft. Infolgedessen war hier der Faltungsraum viel schmäler und die Faltungsmöglichkeit geringer; sie erschöpfte sich in einer normalen Faltenbildung vom Juratypus.

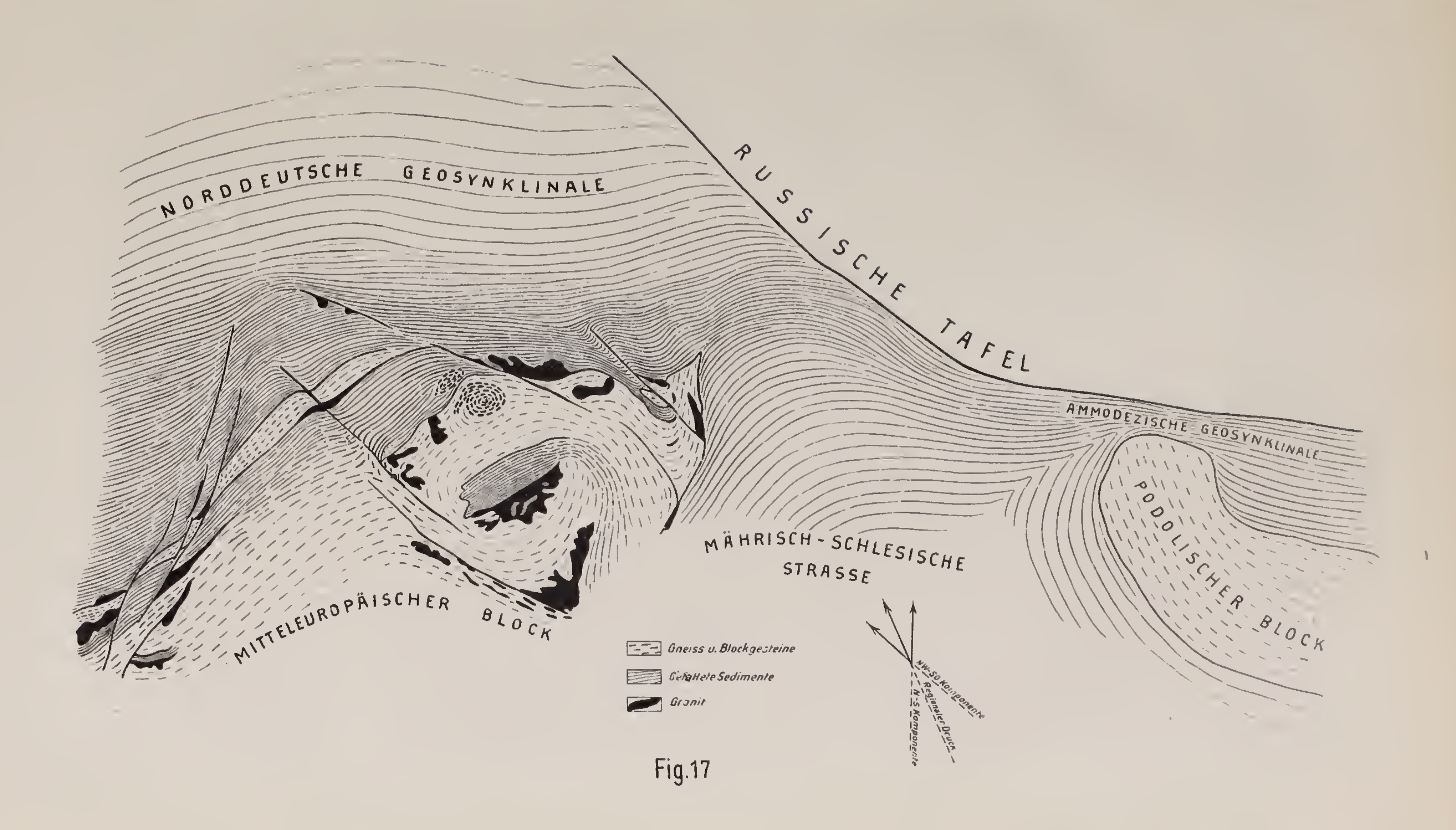


Fig.17

Verlag von Gebrüder Borntraeger; Berlin

Der zweite wesentliche Unterschied liegt in einem viel starreren Verhalten des podolischen Blockes im Verhältnis zur mitteldeutschen Schwelle, welche, wie wir gesehen haben, immerhin der karbonischen Nordbewegung durch Schollenverschiebung nachgab.

Ich glaube, daß diese Momente vor allem geeignet sind, um uns über den Zusammenhang der sogenannten „Karpinskyschen Linien" mit den herzynischen Linien Westeuropas aufzuklären. Bekanntlich hat Suess diesen Zusammenhang näher zu begründen versucht und vor einigen Jahren habe ich dann versucht, zu beweisen (14), daß jedenfalls die herzynischen Brüche Südwestdeutschlands mit den Karpinskyschen Linien nichts Gemeinsames haben, wogegen ich die Frage in bezug auf die herzynischen Linien Mitteldeutschlands offen ließ. Nachdem wir nun den Bewegungsmechanismus der herzynischen Linien besser kennen gelernt haben und das hier erörterte Prinzip der Schollengliederung zur Analyse mit anwenden können, scheint mir auch dieser Zusammenhang viel klarer zu sein.

Gemeinsam ist beiden Erscheinungen zunächst die epirogenetische Beziehung zum Südrand der norddeutschen bezw. ammodezischen (Donez) Geosynklinale. Der Bewegungsmechanismus ist aber im Karbon ein anderer: im Osten liegen diese Linien durchaus senkrecht zum Druck, im Westen in der Druckrichtung und schief dazu. In einem Fall sind es Falten, welche unmittelbar den Raum der Geosynklinale einengen, im anderen Ausweichslinien, an denen die halbstarren Schollen Mitteleuropas gegen NW, d. h. gegen den — hier breiteren — Senkungstrog hinausdrängen. Das mechanische Prinzip ist also durchaus verschieden. Das eigentümliche Umbiegen der Randfalten der russischen Tafel in Polen aus WNW in NW entspricht durchaus diesem Prinzip (vergl. auch Cloos 15).

Erst nachdem die karbonische Gebirgsbildung die mitteleuropäische Schwelle weitgehend versteift und die nördliche Geosynklinale eingeengt hat, war die Reaktionsfähigkeit beider Gebiete ähnlicher geworden. Die „posthumen" mesozoischen und tertiären Faltungen sind sich daher in beiden Gebieten viel ähnlicher. Sie erscheinen im weitesten Sinne als Randfalten des fennoskandisch-russischen Blockes. Im Zusammenhang damit ist es bedeutsam, daß nach Koßmat (36) die Schwereverteilung in Mitteleuropa

heute kaum noch Beziehungen zu dem variscischen Bogen zeigt, die „herzynische“ Anordnung aber sehr gut wiedergibt[1]).

Ich glaube, daß dieses Beispiel besonders geeignet ist, die Bedeutung der Schollengliederung für die tektonische Analyse vor Augen zu führen.

2. Das Donezbecken

(Vergl. auch Fig. 9)

Zwischen dem präkambrisch versteiften podolischen Block und der ungefalteten russischen Tafel liegen die schön geschwungenen karbonischen und permischen Falten des Donezzuges. Unter der russischen Tafel können wir mit ziemlicher Sicherheit eine Fortsetzung des baltischen Schildes annehmen, welcher bei Petersburg und Reval noch erbohrt wurde, im Süden, bei Pavlovsk und im Gouvernement Kursk wieder emportaucht. Daß gerade hier, am südlichen Blockrand, wieder Granite in weiter Ausdehnung nachgewiesen sind, scheint mir recht bemerkenswert zu sein, denn eine ganz abweichende Beschaffenheit des südlich angrenzenden Gebietes dürfte außer Zweifel stehen.

Die Sedimentmächtigkeit allein für das Karbon beträgt hier über 10000 m. Dazu kommen das sehr mächtige Perm, ferner Jura und Kreide. Die Art der Sedimentation, das Schwanken zwischen Meer und Moor, das Eingreifen des mesozoischen Meeres zwischen alt angelegte und immer wieder ergänzte Faltenkuppeln, entspricht durchaus dem Verhalten einer Geosynklinale. Die Frage ist nur: was liegt im Donezbecken unter der karbonisch-devonischen Serie? Eine direckte Antwort darauf ist vorläufig nicht möglich, doch fehlt es nicht an bestimmten Anhaltspunkten.

Die südlichsten Falten des Donezgebietes werden nach neueren Untersuchungen von Meffert (39) und Stepanoff von basischen und ultrabasischen Gängen durchsetzt, die unzweifelhaft im Anschluß an die Faltenbildung empordrangen und die Spuren des gleichen Druckes aufweisen. Es handelt sich hierbei teils um Monchiquite und Camptonite, teils um Augitporphyrite, welche durchaus streng an diesen Südrand der Donezker Geosynklinale gebunden sind. Wenn auch ihre Genesis, ihr möglicher Zusammen-

[1]) Es scheint mir in diesem Zusammenhange bemerkenswert, daß nach Lehmann (67) das ältere „frankonische“ Kluftnetz Mitteldeutschlands NW und NO orientiert ist, während das jüngere „saxonische“ demgegenüber in WNW bezw. NNO gedreht erscheint, also mehr der „ammodezischen“ (Donez) Richtung entspricht.

hang mit den Nephelinsyeniten derselben Gegend noch unklar ist, so scheint mir doch außerordentlich bemerkenswert zu sein, daß diese basischen Gesteine auf die Geosynklinale beschränkt sind, und zwar auf das Gebiet, wo mächtige, über 1000 m Sprunghöhe erreichende Störungen ein Aufdringen der Unterlage gestatteten. Dadurch unterscheidet sich die Geosynklinale wieder prinzipiell von dem tiefvulkanischen Gebaren der angrenzenden Blöcke und der Schluß auf einen abweichenden, basischen Untergrund erscheint gerechtfertigt[1]).

3. Der Ural

Zwei Blockschollen von ganz verschiedener Vergangenheit und ganz verschiedenem geologischen Gebaren grenzen im Ural aneinander: die sehr starre russische Tafel und das beweglichere Westsibirien, letzteres als Ausläufer des Angaralandes, welches seinen Schelfcharakter viel länger beibehalten hat. Der Ural selbst zeichnet sich seit dem Devon durch unruhiges Verhalten aus; Inselbildungen im Streichen der späteren Ketten wechseln mit Ablagerungen tieferen Meeres ab, in dessen fazieller Mannigfaltigkeit sich viel stärker der Charakter der norddeutschen Geosynklinale, als der des russischen Schelfmeeres widerspiegelt. Besonders die Vertiefung des Oberdevonmeeres im Gebiet des zentralen Urals ist hierbei von Bedeutung.

Das verschiedene Verhalten der Schollen im Osten und Westen prägt sich auch in der Tektonik aus: im Westen herrscht eine ziemlich regelmäßige Auffaltung des Schelfrandes mit seinen stark terrigen beeinflußten Sedimenten des Karbon und Perm: der Sockel kommt dann in den Gneisgranitzonen der Kernpartie an die Oberfläche. Im Osten ist eine viel stärkere Umschmelzung der ganzen Folge zu sehen, vermutlich verursacht durch tiefere Versenkung und Durchtränkung mit aufgeschmolzenem Material des Randes. Keine regelmäßige Faltung, sondern streichende Schollen von Sedimenten, in Eruptivmassen eingebettet, bilden das Gebirge bis zu seinem Verschwinden unter der tertiären Decke Westsibiriens.

[1]) Auf ein ganz abweichendes Verhalten dieses Streifens deuten auch die an seinen Nordrand gebundenen, in letzter Zeit viel besprochenen magnetischen Abweichungen im Gouv. Kursk hin. Wenn auch die Bohrungen bisher nur magnetitführende Quarzite von präkambrischem Alter (analog dem podolischen Block) nachgewiesen haben, so geht doch die übereinstimmende Ansicht aller Geophysiker dahin, daß die Magnetite zu einer Erklärung nicht ausreichen und daß noch mächtigere schwere und eisenreiche Massen (metallisches Eisen) als Unterlage am Nordrand der Geosynklinale anzunehmen sind.

Man denkt unwillkürlich an die streichenden Züge des Odenwaldes, an den Untergrund am Rande einer Geosynklinale. Die Frage, wie weit der Ural sich noch nach Osten fortsetzt, ist auch nur aus der Betrachtung dieses abweichenden Gebarens der mobileren und stärker tiefvulkanisch umgeprägten westsibirischen Scholle zu lösen.

Zwischen diesen beiden umgeschmolzenen Rändern der salischen Schollen liegen die bathyalen Sedimente des zentralen Urals in unmittelbarer Verknüpfung mit basischen und ultrabasischen Massen: diese streichenden Züge von Diabas, Gabbro, Peridotit und Dunit sind durch ihre Führung von Schwermetallen genügend bekannt geworden, und brauchen nicht weiter besprochen zu werden. Im Kern der uralischen Geosynklinale enthüllt sich also auch äußerst deutlich der simatische Untergrund. Dieses trennende Band von Simagesteinen begleitet den zentralen Ural vom äußersten Norden bis zu der Südspitze im Mugodjargebirge. Faltung, Geosynklinale und basische Gesteine sind auch hier wieder aufs engste miteinander verknüpft.

IV. Die Kaledoniden

Die silurische Geosynklinale der Grampians, welche von Nordengland und dem südlichen Hochlande Schottlands nach Norwegen hinüberzieht, bietet weitere treffliche Beweise für den basischen Charakter des Untergrundes der Geosynklinalen. Für Schottland hat schon Steinmann (53) das Zusammenvorkommen von basischen Gesteinen und Tiefseeabsätzen besonders in dem bathyalen Faziesgebiet der Arenig- und Llandeilostufe mit aller Schärfe hervorgehoben und ich kann damit einfach auf seine Ausführungen verweisen. Die Tatsache erscheint besonders deutlich, wenn man bedenkt, wie stark in dem nördlichen Gneisareal Schottlands die granitischen Intrusionen überwiegen, wenn auch dieses, kaledonisch noch mitbewegte, Gebiet von basischen Gesteinen nicht ganz frei ist.

Der norwegische Abschnitt der Kaledoniden ist durch die Einklemmung der Geosynklinale zwischen Fennoskandia und eine nördliche, heute kaum erhaltene Blockmasse gekennzeichnet. Sollten, wie neuerdings Holtedahl annimmt, die Loffotengneise jüngerer Entstehung sein, so könnten sie wohl den bei der Faltung eingeschmolzenen Südrand dieser Masse darstellen.

Der Charakter der norwegischen Faltenregion als Geosynklinale ist weniger durch den bathyalen Charakter der Sedimente ausgezeichnet, als in anderen Gebieten. Bei der Schmalheit des Streifens ist es auch weiter nicht verwunderlich, daß die terrigenen Sedimente eine so große Ausdehnung gewinnen, wie z. B. in der Sparagmitformation. Für das tiefvulkanische Verhalten des Gebietes ist vor allem charakteristisch, daß die silurischen, also der Faltung vorausgehenden Eruptivgesteine vor allem an die westliche Fazies gebunden sind, d. h. an die eigentliche Geosynklinale (Bergen, Trondhjem). Es handelt sich hier ganz überwiegend um basische Gesteine mit den sie begleitenden Tuffen und tuffogenen Sedimenten, die einen großen Bestandteil des ganzen Silurs ausmachen. Diese Massen unterscheiden also wieder die Geosynklinale von den umgebenden Blöcken. Während der nachsilurischen Faltung erscheinen dann nur Tiefengesteine, hierbei vorwiegend Anorthosite, daneben aber auch saure Glieder. Bei der Enge des Faltungsraumes kann es nicht verwundern, daß sich, wie im Odenwald, dem basischen Untergrunde saure Abschmelzungsprodukte der angrenzenden Blöcke zugesellten. Ich muß mir versagen, hier auf die Verhältnisse des Christianiagebietes einzugehen, glaube aber, daß auch hier meine Auffassung einige neue Gesichtspunkte zutage fördern könnte. Daß hier die große Mannigfaltigkeit der tiefenvulkanischen Produkte mit einer zweifellos nachzuweisenden Tiefenlage des „Golfes“ in silurischer Zeit und mit nachträglichen erheblichen Bodenbewegungen zusammenhängt und den angrenzenden Grundgebirgsstreifen fremd ist, ist zwar schon seit Broeggers klassischen Untersuchungen bekannt, gewinnt aber im Lichte dieser Betrachtungen eine besondere Bedeutung.

Jedenfalls zeigen diese wenigen Stichproben, daß der Untergrund der kaledonischen Geosynklinale grundsätzlich die gleichen Merkmale aufweist, wie alles, was bisher gestreift oder eingehender erörtert wurde.

V. Die tertiären Faltengebirge

Ich bin grundsätzlich von den paläozoischen Gebirgen ausgegangen, weil ihre weitgehende Abtragung einen besseren Einblick in den Charakter des Untergrundes erlaubte. Wenn ich nun noch kurz auf die Verhältnisse der alpinen Gebirge hinweise, so geschieht das vor allem, um zu zeigen, wie die Verknüpfung tieferer und

höherer Zonen der Gebirgsbildung auch auf die Probleme der Alpen und auf die räumliche Stellung des Alpenbogens ein Licht zu werfen vermag. Die Bedeutung der „Ophiolite“ selbst für den Bau der Alpen ist ja von Steinmann frühzeitig und so klar erkannt worden (53), daß dem hier kaum etwas zuzufügen wäre. Der Unterschied gegen seine Auffassung beruht ja vor allem darauf, daß wir heute die Tiefseesedimente nicht als unbedingtes Zubehör der Geosynklinalen betrachten und daher einen engeren Zusammenhang zwischen Geosynklinale und Ophiolit, als zwischen diesem und den Tiefseesedimenten suchen. Der weitere Unterschied liegt darin, daß wir diesen Zusammenhang zu gunsten einer etwas abweichenden oder zum mindesten bisher nicht scharf ausgesprochenen Gliederung der Erdrinde verwenden, welche uns dem mechanischen Verständnis der Gebirgsbildung näher bringen soll. Das hindert aber keineswegs, die gesamten Ausführungen Steinmanns im Sinne unserer Auffassung zu verwerten. Hier soll also nur auf einige beachtenswerte Einzelheiten verwiesen werden.

1. Westalpen

In den Westalpen sind die Ophiolithe, die Abkömmlinge basischer Gesteine, vor allem auf die penninische Zone, also auf den zentralen Teil der alpinen Geosynklinale beschränkt, mithin auf das Gebiet der eigentlich aktiven Decken. Wo sie nördlich von den Zentralmassiven liegen, stehen sie in Verbindung mit den äußersten Vorschüben dieser ausgepreßten Ablagerungen der Geosynklinale. Die zentralalpinen Massive von Mercantour bis zum Gotthard entsprechen ja in heutiger Auffassung dem Schelfrand, der nur von den höchsten Teilen der Decke überwälzt wurde. Die Massive selber sind nur zusammengestaut, aber nicht überfaltet. Sie bezeichnen aber auch den Rand der karbonischen Faltung, denn südlich von ihnen herrscht im wesentlichen Konkordanz in den Sedimenten der Geosynklinale. Diesen sind dann, wahrscheinlich zuerst im Jura, die Ophiolite eingeschaltet worden. Die letzten Intrusionen derselben im Süden, in der Zone von Ivrea, sind aber vermutlich jünger. Wichtig und bedeutsam ist dann ferner die Tatsache, daß die basischen Gesteine in der Deckenserie nach oben zunehmen: neben der Bedrettomulde liegt ihre Hauptverbreitung an der Basis der Dent-Blanchedecke und in dieser selbst (Euphodite, die angeblich älter sind, was aber für unsere Betrachtung gleichgültig ist).

Soweit ist das Bild mit den bisherigen Resultaten durchaus in Übereinstimmung. Was Befremden erregen könnte, wäre höchstens die zahlreiche Beteiligung von sauren Gneisen, besonders am Anfbau der unteren (Simplon-) Decken. Doch sind hierbei verschiedene Nebenumstände zu berücksichtigen:

1. Über das Alter dieser Gneise und das Alter der Regionalmetamorphose in den penninischen Gesteinen wissen wir noch sehr wenig. Die Orthogneise in der höheren (Arolla) Serie der Dent Blanche-Decke könnten karbonisch sein. In diesem Fall sind sie aber nicht die primäre Unterlage der Geosynklinale, sondern neu zugeführte Schmelzmassen, vielleicht vom damaligen Rande des Troges.

2. Die Untersuchungen von Staub und Argand haben die Uneinheitlichkeit der alpinen Geosynklinale erwiesen. Es wäre

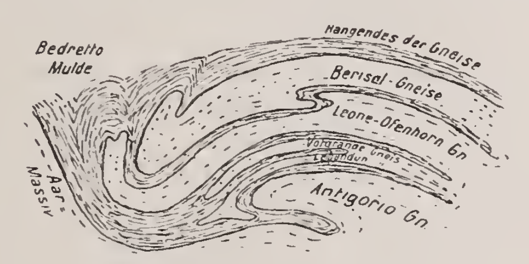


Fig. 18. Schematisches Profil durch das Simplongebiet. Nach C. Schmidt.

durchaus möglich, daß innerhalb des großen Troges einzelne saure Schollen vorhanden waren, die dann überwältigt und in die Faltung einbezogen wurden.

3. Es ist immer wieder darauf hinzuweisen, daß die Bewegung der tiefsten penninischen Decken sich in einem tiefen Niveau von 20—30 km unter der Oberfläche vollzogen hat, wo mit einer weitgehenden Erweichung der Gesteine zu rechnen ist. Ich habe schon früher betont (11), daß in dieser Tiefe die Unterschiede zwischen Tektonik und Intrusion verschwinden. Wenn daher einige Granitgneise des Simplongebietes von Klemm und Rothpletz als tertiär, von Schmidt als Orthogneis mindestens karbonischen Alters, von Termier als metamorpher Sandstein der Karbonzeit (45) erklärt werden, so könnte auch hier die Lösung des Widerspruches vielleicht aus dem Prinzip der Anatexis heraus gesucht werden. Die Frage, die ich hier aufwerfe, lautet dann: sind diese

5*

Gneise wirklich die primäre Unterlage der Bündner- und Casannaschiefer? Könnten diese nicht auf sekundärem Material ruhen, wie die paläozoischen Sedimente der karbonischen Alpen es z. T. sicher tun? Der geschieferte Granit des südlichen Schwarzwaldes und die Orthogneise des Simplons wären dann nur graduell unterschiedene Zeugen des gleichen Aufschmelzungsvorganges. Die von Schmidt betonte Übereinstimmung des „tiefsten“ Verampiogneises mit dem Fibbiagranit des Gotthardmassives gewinnt dann eine besondere Bedeutung.

Der Odenwald mit seinem Wechsel basischer und saurer Zonen gewährt uns einen Einblick in den Boden einer Geosynklinale. Denkt man sich dieses bunte Bild in 30 km Tiefe versenkt und einem Druck von der Stärke des alpinen ausgesetzt, so verliert die Anwesenheit von Gneisen alles Befremdliche.

Sehr wesentlich für diese Auffassung erscheint mir die von Kossmat betonte Tatsache, daß das größte Schweredefizit der Westalpen nicht unter den Zentralmassiven, sondern südlich davon liegt. Hier ist also — nach oben und unten — die größte Mächtigkeit der sauren Rindenzone anzunehmen. Eine Aufschmelzung der Basis der Zentralmassive und eine Anhäufung dieses Materials an ihrem Südrande liegt dabei durchaus im Bereiche des Möglichen. Es scheint mir, daß wir auf diese Weise dem Verständnis der penninischen Decken näher kommen. Denn der unlösbare Widerspruch zwischen der zweifellos vorhandenen Starrheit der Zentralmassive und der weitgehenden Mobilität der aus dem gleichen Gneis bestehenden Simplondecken wird auf diesem Wege beseitigt. Die über den alten Schelfrand hinweggleitenden dünnen Pakete der helvetischen Decke bereiten dem Verständnis keine Schwierigkeiten; wohl aber das Verbleiben ihrer Unterlage und der riesenhafte Deckenaufstau am Südrande der Zentralmassive. Können wir uns vorstellen, daß diese dem Aufstau durch teilweise Aufschmelzung Vorschub leisteten, so ist für die Lösung des alpinen Raumproblems schon vieles gewonnen.

Die Zone von Ivrea endlich, mit ihren tertiären basischen Gesteinen, entspricht dem letzten ausgepreßten Rest der Geosynklinale. Daß hier die „Amphibolite“ jünger sind als in den Bündener Schiefern, ist nicht verwunderlich — der Herd ist in beiden Fällen derselbe — der Boden der Geosynklinale.

2. *Ostalpen*

Eine Betrachtung der Ostalpen in diesem Rahmen ist kaum möglich, solange das Grundproblem — die Deckennatur der Ostalpen — noch so wenig geklärt erscheint. Immerhin kann man schon heute sehen, daß die Verhältnisse hier ganz anders liegen. Südlich von der Ivrea-Zone enthüllt sich zum Teil wieder ein paläozoisch gefalteter Untergrund. Die Unterlage der lombardischen Alpen, die kristalline Cima d'Asta-Scholle mit den anschließenden Quarzporphyren von Bozen, die Karnische Hauptkette, zeigen Verhältnisse, welche denen einer bis zum Tertiär fortdauernden Geosynklinale wenig entsprechen. Ein kristalliner Sockel ist hier z. T. vorhanden und entsprechend habe ich auch schon früher darauf hingewiesen, daß die Tektonik kaum den Charakter einer sehr mobilen Zone wiedergibt, sofern man nicht künstlich Deckenprofile in die westlichen Dinariden hineinkonstruiert. Die triadischen Gesteine von Monzoni und Predazzo, die periadriatischen granitischen Massen, weisen vielleicht auf Schollengrenzen, aber nicht auf den typisch basischen Geosynklinalboden hin. Nur diese Gesteine und die triadischen Tuffe der Buchensteiner und Werfener Schichten deuten auf eine basische Förderung, die älter und spärlicher war als die in den Geosynklinalen der Westalpen. Alles das spricht mehr für einen, allerdings dünnen, Schelf als für eine Geosynklinale. Die Frage nach dem Charakter der Judikarien-Linie wäre im Zusammenhang damit zu prüfen; ist sie, wie Heritsch annahm und ich in Übereinstimmung damit vermutete, eine alte Transversalverschiebung, so kann daraus der Gegensatz von Ost und West noch deutlicher abgeleitet werden.

Weiter im Norden sind die Verhältnisse noch komplizierter. Die Profile Sanders vom Westrande der Tauern zeigen Verhältnisse, die an die westlichen Zentralmassive gemahnen, die Profile Kobers (32) im Osten wollen einen Deckenbau analog dem Penninikum nachweisen. Eine starke Zusammenpressung der Tauernmasse während der tertiären Faltung ist wohl sicher; eine schematische Übertragung westalpiner Muster dürfte sich aber schon heute als unzulänglich erwiesen haben. Weiter im Osten will Mohr in ostalpinem Kristallin alte karbonische Züge erkennen. Auch hier fehlen die Kennzeichen einer Geosynklinale. Die nördliche Kalkzone ist in sich weitgehend gestaucht; ihr Verhältnis zu dem Zentralgebiet bedarf noch der Klärung. Die Deutungen stehen sich hier noch schroff gegenüber, und Kossmats (34) Theorie

der Verschränkung der einzelnen Gebirgsglieder hat vielleicht mehr Wahrscheinlichkeit für sich als die Deckentheorie.

Daß der Zusammenschub hier schwächer war, beweist nach Koßmat (36) die schrittweise Abnahme des zentralalpinen Schweredefizits gegen Osten. Daß im Zusammenhang damit ein simatischer Untergrund nirgends sichtbar wird, ist zum mindesten bemerkenswert. Ob nicht ein labiler Schelf, dessen schwächster Streifen im Tauerngebiet oder nördlich davon lag, die Ostalpen besser erklären würde, bleibt einer zukünftigen Entscheidung vorbehalten.

3. *Dinariden des Balkan*

Schon in der mehrfach zitierten Arbeit von Steinmann wird darauf hingewiesen, daß die ophiolitischen Gesteine in den dinarischen Zügen des Balkan eine ähnlich auffallende Rolle spielen, wie in den Alpen. Der in den Ostalpen unterbrochene Zusammenhang wird demnach hier wieder aufgenommen. Dagegen ist hier die Bindung an die typisch abyssischen Sedimente durchaus nicht deutlich, da die Mehrzahl der Serpentine und Gabbros an die innere „bosnische“ Zone gebunden ist, welche die Dinariden von der Rhodopemasse abtrennt. Die hier vorherrschenden Sedimente haben aber nach Nopcsa (40) neritischen oder sogar küstennahen Charakter. Wir befinden uns also am Ostrand der dinarischen Geosynklinale und wie der Untergrund der westlichen Zonen beschaffen ist, läßt sich schwer sagen, wenn auch die zahlreichen basischen Durchbrüche der Olonos-Cukali-Zone und die Diabase der Albanischen Außenzone auch hierfür Belege bieten.

Das Alter der Ophiolite ist, wie in den Alpen, vorwiegend jurassisch; die Ausdehnung derselben viel beträchtlicher. Westlich von Kopaonik, im Vardargebiet, in Griechenland werden ganze Gebirge aus Serpentin gebildet. Die jüngeren Sedimente der Kreide liegen auf weite Erstreckung hin diesen basischen Massen auf und beginnen häufig mit Konglomeraten aus denselben.

Ein Teil der Eisenerze, im besonderen in Mazedonien, geht auf die Verwitterung dieser Massen in altkretazischer Zeit zurück. Es steht also zum mindesten für diese östlichste Zone der Dinariden fest, daß sie zur Kreide und Jurazeit weitgehend von basischen Massen unterlagert war. Dabei sind ihre Grenzen sehr beachtenswert.

Die Serpentin-Flyschzone scheint sich nach Koßmat (33) südlich vom Sandschak in zwei Teile zu spalten. Der westliche

zieht mit schwacher Verbiegung durch Ostalbanien und setzt nach Griechenland fort, wo er in eine östliche Richtung abschwenkt. Der östliche setzt unabgelenkt nach Süden bis zum Golfe von Salonik fort und trägt die auffallend kompliziert gebaute Schuppenzone des Vardar.

Zwischen beiden, von der eigentlichen Rhodopemasse getrennt, liegt das kristalline westmazedonische Massiv, aus Gneis mit Granitdurchbrüchen und aus metamorphen paläozoischen Schiefern zusammengesetzt und von wenig gestörten Triastafeln überlagert (Jakupicakamm). In diesem Gebiet sind nach Kossmat die basischen Gesteine recht selten. Diese Scholle, welche im späteren Mesozoikum einen Block darstellte, zeigt also während der Faltung auch wieder das typische Verhalten der Blöcke, während die von Serpentin unterlagerten Randstreifen intensiv gestaucht wurden. Ja, man könnte hier direkt an Analoga der Bozener Scholle denken.

Soweit also unsere heutigen Kenntnisse reichen, bewährt sich auch hier die Schollengliederung aufs beste.

VI. Über Schollengrenzen

Schon in den vorhergehenden Erörterungen bin ich vorwiegend von den Schollengrenzen ausgegangen, weil sie diejenigen Gebiete darstellen, welche der unmittelbaren Beobachtung am meisten zugänglich sind. Hier sind auch die intensivsten und charakteristischsten Verschiebungen zwischen zwei verschieden reagierenden Massen zu erwarten. Ich möchte aber diesem Thema noch einige speziell erläuternde Seiten widmen, wobei ich von der Tatsache ausgehe, daß die Gestaltung der Grenze ganz verschieden aussieht, je nachdem, wie die Bewegungsrichtung der Schollen gegenüber der Grenze verläuft. A priori ist zu erwarten, daß bei einer senkrechten Stellung beider zueinander ein anderes Endbild sich ergeben wird wie bei einem vollständigen oder teilweisen Zusammenfallen. Es zeigt sich aber außerdem, daß auch nach Abschluß der faltenden Bewegung diesen Grenzen eine eigentümliche und ausgezeichnete Stellung zukommt.

1. Longitudinalgrenzen

Unter Longitudinalgrenzen bezeichne ich diejenigen, welche im Streichen der Faltung, also senkrecht zum orogenetischen Druck liegen. Das sind demgemäß vor allem Gebiete stärkster Zusammen-

stauchung. Andererseits sind es aber auch die einzigen Gebiete, wo das magmatische Material des Untergrundes an die Oberfläche dringen kann. Dementsprechend haben wir in zahlreichen Beispielen diese Grenzen durch Granitintrusionen ausgezeichnet gesehen. Als typisches Beispiel kann wieder die Südschwarzwälder Überschiebung gelten, wo neben der Überfaltung von Gneis über Kulm zwischen beiden der Streifen von Granit empordrang, welcher hier charakteristischerweise stark gepreßt, zunächst parallel geschiefert, dann verdrückt worden ist. War durch besondere Umstände die Pressung weniger stark, so können die Granite eine breitere Fläche einnehmen. Sie erscheinen hier gleichsam als Schmiermittel an der Fuge heterogen zusammengesetzter Schollen.

Im Falle des Schwarzwaldes ist das Massiv über die Geosynklinale geschoben. Die Alpen zeigen die andere Möglichkeit, indem jedenfalls die oberen Schichten der Senke über das Massiv als helvetische Decken überwälzt werden. Das gilt aber nur für ihren obersten Teil; weiter nach unten sehen wir eine Stauung der Decken am Massivsüdrand und, wenn ein noch tieferes Aufschlußniveau vorhanden wäre, könnte man vielleicht die umgekehrte Erscheinung beobachten. Großzügig gesprochen, erscheint dann das Massiv in die Senke eingerammt, indem ihr oberer Teil überschoben, ihr unterer unterschoben wurde. Meist ist allerdings der dadurch entstehende „Zwickel“ nicht durch starre Gneise, sondern durch sekundär eingedrungene Granite erfüllt. Gerade diese Tatsache, daß wir am Massivrande meist nicht die normale Unterlage der Geosynklinale, sondern sekundär eingedrungene Gesteine sehen, spricht dafür, daß zwischen beiden eine Diskontinuitätsfläche geschaffen wird, die für das Raumproblem mancher Tiefengesteine von Bedeutung sein kann (vergl. Cloos, 19). Die Tiefenfüllung der „Zwickel“ erscheint allerdings nur bei intensiver Abtragung. In dem tertiären Gebirge dürfte sie meist verhüllt sein.

Was aber diese Blockgrenzen besonders interessant macht, ist ihre „posthume Entwicklung“, d. h. ihr Verhalten nach der Faltung. Diesem Kapitel hat Born (7) vor kurzem eine ausführliche Abhandlung gewidmet, in der er nachgewiesen hat, daß zwischen Massiv und Synklinale sich in spätkarbonischer und permischer Zeit ein Senkungsgebiet einschaltet, für welches eine intensive Sedimentation und stark wechselnde vulkanische Förderung bezeichnend sind. Die Lage dieser terrestrischen Innensenken

(ich würde für diese Erscheinungen kleineren Maßstabes und geringerer Faltungsintensität den Ausdruck Geosynklinale vermeiden) steht in ausgesprochener Beziehung sowohl zur Faltung als auch zum Blockrand, was Born sehr überzeugend für den ganzen Saum zwischen Saargebiet und Niederschlesien nachweist.

Die Erscheinung hat zweifellos eine weite regionale Verbreitung, wenn auch die Entstehungszeit und die Dauer der Senken von Ort zu Ort wechseln. So kann vor allem, in Ergänzung der Bornschen Schlüsse darauf hingewiesen werden, daß in Thüringen die eigentliche Senke auf das Gebiet zwischen dem alten Gneis von Ruhla—Brotterode als altem Massiv und dem Synklinalgebiet von Ostthüringen eingeschaltet ist, d. h. genau dem granitgefüllten „Zwickel" zwischen beiden Schollen entspricht. Nordwestlich vom Gneis von Ruhla verzeichnet die Karte auch nur Oberrotliegendes, welches ja überhaupt vielfach über die Trogränder hinausgreift und dem endgültigen Zuschüttungsstadium entspricht. Daß in diesem Falle die alte Masse im Norden, die Synklinale im Süden liegt, erklärt sich daraus, daß die mitteleuropäische Schwelle nicht einheitlich ist, sondern, wie H. Stenzel neuerdings für den Osten überzeugend nachweist, aus einem mehrfachen Wechsel metamorpher Gneisgebiete und wenig metamorpher Schiefergebiete besteht (55). Infolgedessen sind die Innensenken auch nicht in einer Reihe angeordnet, sondern wiederholen sich mit erstaunlicher Regelmäßigkeit dort, wo man alte Schollengrenzen annehmen muß.

Im Schwarzwald liegt das Rotliegendgebiet von Baden innerhalb des Nordschwarzwälder Granits und der ihm vorgelagerten Devonfalten, also nördlich von der zentralen Gneismasse, dieselbe Stellung hat das ausgedehnte Rotliegendgebiet von St. Dié und Andlau in den Vogesen. Die Position entspricht einer südlichen Teilsynklinale innerhalb der mitteleuropäischen Schwelle.

Südlich vom alten Schwarzwaldblock zeichnet sich eine solche Senke schon im Spätkulm, nach Abschluß der ersten Faltungsphase ab, indem die jungkulmischen Konglomerate in dem direkt an die Südschwarzwälder Überschiebung anschließenden Streifen liegen (Bubnoff, 14). Auch hier ist eine späte magmatische Förderung erkennbar, die zwischen Porphyrit und saurem Quarzporphyr schwankt. Nur ist hier die Senke relativ kurzlebig gewesen und ist später durch die südlich gelegene Senke Dinkelberg—Trouée de Belfort ersetzt worden. Die Position ist aber

immer die gleiche: über dem intrusiven Mischstreifen, welcher die Geosynklinale von dem Block scheidet. Die Ausfüllung der Senken ist im wesentlichen die oberflächliche, sedimentäre Äußerung desselbe Prozesses, der im Untergrunde durch die Granitzufuhr gekennzeichnet ist: der zu dick gewordene Block schüttelt sein überschüssiges Material ab — oben durch Abtragung, unten durch Abschmelzung. In diesem Zusammenhang ist die Mannigfaltigkeit der vulkanischen Produkte in den Innensenken, auf die Born aufmerksam macht, von großer Bedeutung. Innerhalb der Blöcke werden im Perm meist nur Porphyre gefördert, innerhalb der Senke schwankt die Förderung zwischen dem basischen und sauren Pol (Porphyre und Melaphyre der Saarsenke, Thüringens, Niederschlesiens). Das ist durchaus begreiflich, wenn wir den Odenwald als mutmaßliche Unterlage der Senke, als Grenzgebiet zwischen Block und Synklinale ansehen. Je nach den lokalen Bedingungen kann hier die Art der Förderung und ihre Folge stark wechseln.

Zusammenfassend erkennen wir: am longitudinalen Rande der Massive herrscht während der Faltung Pressung, nach ihr Senkung. Die Förderung wechselt zwischen dem basischen und sauren Pol, wird aber meist durch Granitintrusionen eingeleitet.

2. *Transversalgrenzen*

Ich habe schon in einem der ersten Kapitel darauf hingewiesen, daß die transversalen, d. h. senkrecht oder schief zur Druckrichtung stehenden Grenzen der Blöcke vor allen Dingen zu Querverschiebungen geeignet sind, da hier der verschiedene Grad der Faltbarkeit besonders deutlich in Erscheinung treten muß. Beispiele dafür bieten der Odenwald mit der bedeutenden Transversalbewegung an der Otzbergspalte und der Sudetenrand zwischen Reichenstein und Freiburg. Es ist hier besonders deutlich zu erkennen, wie die gefalteten Züge an der Bruchlinie umgelenkt — geschleppt werden. Eine sehr schöne Analyse dieses Vorganges, dessen Intensität je nach dem Winkel von Druck und Massivgrenze wechselt, hat Argand (3) für den Massivrand der Westalpen geliefert. Auf diesen tektonischen Prozeß will ich daher auch weniger eingehen und mehr seine tiefenvulkanischen Äquivalente betrachten, die schon heute einer gewissen Systematisierung fähig sind und daher auch gewisse „extrapolierende“ Schlüsse gestatten. Ich gehe daher von den in neuester Zeit besser bekannt gewordenen Verhältnissen des variscischen Bogens aus.

A. *Variscischer Bogen*

Den deutlichen Charakter einer Transversalverschiebung besitzt die schlesische Nord-Süd-Zone, welche an den Ostrand des Eulenblockes anschließt. Daß ein solches Gebiet mit Zerspaltung der Schollen bis auf ihren Unterrand zur magmatischen Förderung besonders geeignet ist, liegt auf der Hand. Entsprechend sehen wir die Nord-Süd-Zone durch die Reihe „sichelförmiger", meist ziemlich basischer Intrusivgesteine, ausgestattet, die vor allem von Cloos in ihrem Zusammenhang erfaßt worden sind. Die Mechanik dieser Bildungen, welche sich in der druckentlasteten Umbiegungsstelle der Falten anreichern, haben Cloos und Bederke (4) aufgezeigt, ein ähnliches Beispiel habe ich später am Schenkenberggranit der Odenwälder Umbiegungszone gefunden (10). Die Häufigkeit basischer Gesteine in diesen Gebieten ist auch bemerkenswert.

Etwas anders verhält sich der Spaltenrand selbst. Hier ist eine Förderung von beiden Seiten möglich und es ist daher zum mindesten auffallend, daß Syenite von wechselnder, unsteter Zusammensetzung hier eine Rolle spielen. Dem Beispiel der Nordsüdzone mit den Syeniten von Glatz—Reichenstein und Nimptsch seien noch einige weitere angefügt. Durch Beobachtungen von Cloos wissen wir heute, daß die Druckrichtung im Granit des nördlichen Schwarzwaldes NNO—SSW verläuft (15). Dadurch gewinnt aber die Granit-Gneisgrenze zwischen Gengenbach und Oppenau die Bedeutung einer Transversalgrenze; hier schaltet sich zwischen beide Gesteine der syenitische Durbachit ein. Ja, eine weitere erstaunliche Parallele: nach Cloos wäre der Neißegraben das spätere tektonische Äquivalent der Syenitsichel von Reichenstein. Südlich von Durbach liegt in der Fortsetzung des Durbachits der gleich streichende, auch durchaus unsymmetrisch gebaute Oberkarbongraben von Diersburg—Berghaupten.

Wenn nun im nördlichen Schwarzwald eine alte Druckrichtung nach NNO herrscht, so gewinnt auch die Elztallinie eine neue Bedeutung. Sie trennt den granitreichen nördlichen Gneisblock von dem granitarmen Gebiet im Süden ab. (Vgl. Fig. 11.) Eine dünne, stark aufgeschmolzene und eine kompakte Scholle grenzen hier aneinander. Die Elztallinie ist also auch eine Transversalgrenze der karbonischen Faltung und an ihr stellen sich die langen Züge der Erzenbachsyenite ein. Das sind Zusammenhänge, die wir heute nur ahnen, die aber unbedingt eine genauere Durchforschung verlangen. Jedoch ist diese Füllung der Transversalspalten mit un-

stetigen Syeniten keineswegs die Regel ohne Ausnahme. Oft dringt auch einfach eine Granitmasse in Spalten auf, wie das bei den Transversalspalten des Lenzkircher Grabens (Eisenbachgranit) oder bei der Otzbergspalte der Fall ist. Auch der Brockengranit zeigt nach Cloos dasselbe Verhältnis. Oft ist dann auch beides der Fall, wie die nach Cloos und Stenzel an die Lausitzer Störung gebundenen Lausitzer Granite und Meißener Syenite zeigen. Ähnliches gilt für den Granit von Suhl in Thüringen, welcher mit der Transversalspalte des südlichen Thüringer Waldes zusammenhängt und neben Granit einen dioritischen Vorläufer besitzt. Daß auch hier eine Transversalverschiebung vorliegt, habe ich neuerdings nachweisen können (12). Für die Granite, welche an bewegten Transversalspalten aufsteigen, gilt nun eine Eigentümlichkeit, welche ich vor allem im Odenwald und in Thüringen beobachtet habe. Ihre Strukturflächen versuchen sich der Schleppung anzupassen, sind also von der lokalen Bewegung mehr abhängig, wie vom regionalen Druck. Ausweichsmöglichkeiten und Linie geringsten regionalen Druckes fallen hier eben nicht zusammen. Daher steht die Schieferung in diesen Graniten zuweilen den Spalträndern parallel oder lenkt wenigstens teilweise in sie ein. Daher sind auch in der Otzbergzone und im Suhler Granit in Thüringen die Aplite auf den Schieferungsflächen direkt gesetzmäßige Erscheinungen, während sie in sonstigen Graniten immerhin zu den Ausnahmen gehören[1]).

Der dritte Punkt betrifft schließlich das Verhalten des Blockes selbst gegen das geförderte Material. Daß das auf der Spalte aufsteigende Eruptivgestein sich vor allem zwischen Block und Synklinale ausbreitet, ging schon aus der vorhergehenden Erörterung hervor und wird durch die Untersuchungen von Cloos und Stenzel bewiesen (Lausitz, Striegau). Daneben aber dringt das Material auch in die Blöcke ein, wobei die Form charakteristisch, aber von der Beschaffenheit des Blockes durchaus abhängig ist. In der nördlichen Schwarzwaldscholle, in den steil gefalteten Gneisen geschieht das Aufdringen längs streichender Gänge, die aber, in NNO streichend, in der Druckrichtung der karbonischen Faltung liegen. Hier ist kein direkter Zusammenhang mit der

[1]) Vielleicht ist aus dieser Überlegung auch das Auftreten der Alsbachite im Odenwald zu erklären, deren Schieferung nach Klemm den Salbändern parallel ist. Ist der Gang eine Bewegungsfläche, so wird die Orientierung der Protoklase verständlich, was neue Ausblicke für die tektonische Analyse eröffnen könnte.

Hauptspalte notwendig, wenn auch darüber noch Untersuchungen anzustellen wären.

Im Odenwald führte die Verdickung und Auflockerung der schwebend gelagerten Böllsteiner Scholle zu mächtigen Intrusionen von Lagergängen. Dieser Prozeß beginnt schon mit dem Gabbro und setzt sich dann in sauren Graniten fort. Ob diese Lagergänge von der Randspalte ausgehen, müßte allerdings noch nachgeprüft werden. Auf diese Möglichkeit brachten mich die neueren Ergebnisse von Cloos im Bayrischen Wald. Hier gehen die Intrusionen, die mit Diorit beginnen und mit Graniten fortsetzen, von der Wurzelzone des Pfahls aus, dessen Bewegungsart noch nicht sichergestellt ist. Gegenüber dem regional variscischen Druck bildet er jedenfalls eine transversale Grenze. Das Prinzip der Intrusion ist nun auch das schmalere Zungen, die flach, fast schwebend in die Gneise hineingedrückt werden. Da die Gneise hier gefaltet sind, können sich dabei nicht konkordante Lagergänge bilden, wie im Böllsteiner Odenwald. Trotzdem hat das Prinzip viel Ähnlichkeit.

Der Block reagiert auf den Druck durch Auflockerung und Zerspaltung gegen oben und unten. Die dadurch begünstigte Intrusion steht in ihrem Verlauf zur Struktur des Blockes in strenger Abhängigkeit.

B. Fennoskandia

Nachdem wir auf diese Weise die tiefvulkanischen Prinzipien kennen gelernt haben, denen die Gestaltung der Blockgrenzen folgt, möchte ich ein Beispiel außerhalb des variscischen Blockes bringen, welches die Allgemeingültigkeit dieser Prinzipien wie kein anderes belegen kann. Es handelt sich um das, was ich als die „schwedische Nordsüdzone" bezeichnen möchte. (Vgl. Fig. 19.)

Bekanntlich besteht Westschweden aus dem großen monotonen Komplex der katarchäischen Magnetitgneise, dem vermutlich ältesten Teil Fennoskandias. Die Lagerung derselben ist vorwiegend schwebend, nur an der Grenze steiler und dann einem durchgehenden N—S-Streichen untergeordnet. Damit steht dieser katarchäische Komplex in ganz auffallendem Gegensatz zum östlichen Schweden und zu Finnland, wo die jungen archäischen Züge sich zu einem deutlichen, zuerst W—O, dann NW—SO streichenden Bogen fügen. Im Osten zeigt also die stark migmatisierte Zone ein durchaus mobiles Verhalten, während im Westen die

Magnetitgneise einen störenden Komplex bilden. Das ist besonders deutlich, wenn man bedenkt, daß in Schottland und Westnorwegen die archäischen Züge NO bis O streichen, daß also ein uralter Bogen, analog dem variscischen, schon in Fennoskandia in Erscheinung tritt.

Betrachten wir nun die Grenzen des Magnetitgneises und des archäisch gefalteten östlichen Fennoskandias. Archäische Granite bilden diese Grenze. Mit Annäherung an dieselben erscheinen sie immer mehr geschiefert, wobei das Streichen der Schieferung deutlich aus O—W nach N—S umbiegt. An der Grenze selbst bezeugen durchgehende Kataklase und Mylonitzonen eine intensive Pressung. Die katarchäische Gneismasse selbst ist auch nicht frei von jungen Intrusionen. Hier, auffallend der Randzone angepaßt, liegen die zahlreichen Lagergänge junger archäischer Hyperite, welche also mit dieser Grenze in zweifellosem Zusammenhange stehen.

Die Analogie mit den Transversalverschiebungen des variscischen Bogens, insbesondere mit dem schwebenden Gewölbe des Böllsteins und seinen Gabbrolagen ist ganz erstaunlich. Die Anschmiegung des Streichens an die Grenze ist ebenfalls nur eine Wiederholung alles schon Gesagten. Hier, in Fennoskandia enthüllt sich eine der ältesten und großartigsten Transversalstörungen Europas. Wie an der schlesischen Nordsüdzone bricht an ihr der normale Bogen ab, um dann wieder von neuem zu beginnen. Der Suesssche Satz von der Präformierung des tertiären Bogens durch den variscischen kann damit über noch größere Zeiträume Gültigkeit bewahren. Weiter zu gehen, einen direkten Zusammenhang beider Linien, von denen die schlesische ja auch die maskierte Grenze von Alpen und Karpathen anzeigt, zu behaupten, wäre gegenwärtig noch müßige Spekulation. Was hier gezeigt werden sollte, ist lediglich, daß die Schollengliederung und die daraus resultierenden Grenzerscheinungen der Schollen schon für das archäische Gebirge Geltung haben.

Schlußbemerkungen

Auf epirogenetischen und orogenetischen Merkmalen fußend, habe ich zunächst eine Gliederung der Erdrinde in Blöcke, Schelfe, Geosynklinalen und Tiefsee durchzuführen versucht und das durchaus heterogene tektonische Gebaren dieser Elemente hervorgehoben.

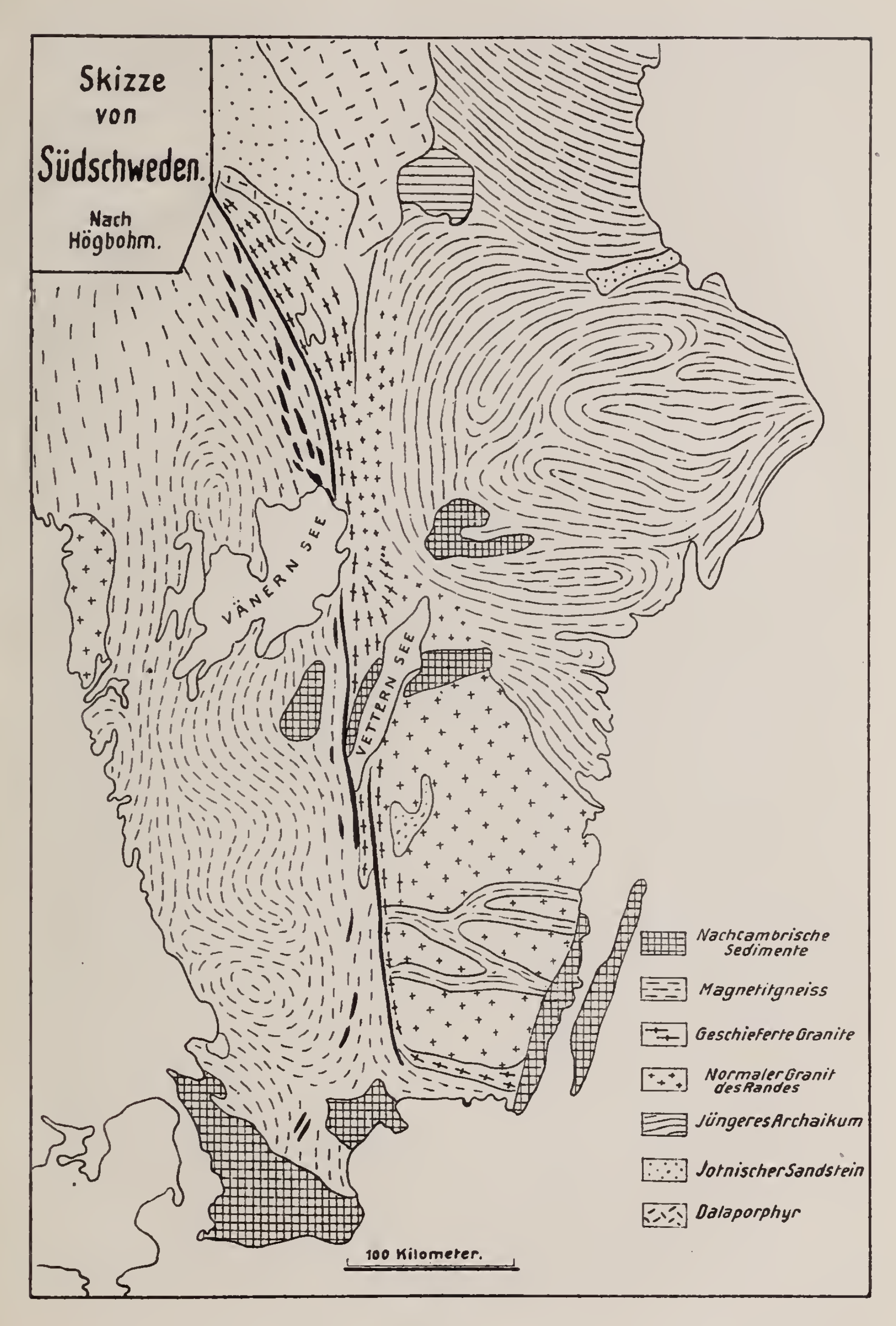


Fig.19

Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin

Aus dem tiefvulkanischen Verhalten der Schollen wurde gefolgert, daß die ersten beiden von einem mehr oder weniger dicken salischen Unterbau getragen werden, während den Geosynklinalen ein solcher in nennenswertem Ausmaße fehlt. Für die Tiefseebecken hatte das schon Wegener gefolgert und seine Annahme, die sich auf die zwei Niveauflächen der Erdrinde stützt, hat viel Bestechendes für sich; da gerade jetzt Cloos in überzeugender Weise den Batholithen als Unterlage der Schollen „den Boden abgegraben" hat und die Granite an bestimmte tektonische Linien anschließt, führen hier zwei ganz verschiedene Gedankengänge zum gleichen Ergebnis. Als Folgerung aus dieser Gedankenreihe ergibt sich erstens die Verneinung der Ubiquität der Gneisunterlage; eine zweite Folgerung ist die Ableitung des tektonischen Verhaltens der Scholle aus ihrer Dicke. Daß bei dieser Betrachtungsweise alle Übergänge zwischen Schelf, Block und Geosynklinale möglich und wohl auch verwirklicht sind, bedarf keiner weiteren Erläuterung.

Eine interessante Aufgabe wäre es, das Verhältnis der Stammestypen der Eruptivgesteine, wie sie neuerdings Goldschmidt aufgestellt hat, zur Schollengliederung zu verfolgen (24). Da Goldschmidt die tektonische Bedingtheit der Typen besonders betont. könnten sich daran sehr bedeutsame Schlußfolgerungen anschließen. Ähnliche Wege hat ja neuerdings auch Niggli eingeschlagen, und, so gering unser Material heute noch ist, kann man doch schon sehen, daß diese „chemische Analyse" der tektonischen Einheiten zu wichtigen Resultaten führen kann (Lit. 68). Ferner ist auf die Probleme hinzuweisen, welche sich aus dieser Betrachtung an die Frage nach der ursprünglichen Beschaffenheit der Senkungströge anschließen. Es könnte eingewendet werden, daß die Isostasie für alle Synklinalen ohne „salischen Unterbau" eine Tiefenlage von einigen Tausend Metern unter Meeresspiegel fordert; wenn das auch für Teile der alpinen Geosynklinale zuträfe, so könne doch davon bei den hier ähnlich gedeuteten schmalen „variscischen" Trögen mit terrigener Sedimentation nicht die Rede sein. So hypothetisch diese Verhältnisse sind, muß doch darauf hingewiesen werden, um das Vorstellungsvermögen zu erleichtern. Hierbei sind zwei Möglichkeiten gegeben. Entweder ein solcher Trog ist uralt, oder er ist erst später, durch Zerspaltung eines Blockes entstanden. Im ersten Fall wird sich an seiner Oberfläche durch Schweredifferentiation doch wohl eine, wenn auch dünne, saure Oberschicht bilden, über der Phyllite und andere azoische Paragesteine eine

in ihren bathymetrischen Verhältnissen schwer zu entziffernde Decke bilden. Im zweiten Fall ist die Spalte zunächst eng und die Sedimentation kann daher nur terrigen sein. Es ist aber außerdem kaum denkbar, daß die Höhendifferenz von einigen Tausend Metern von Bestand wäre, da sie durch Nachbrechen und Erosion von oben, durch Intrusionen von unten bald weitgehend ausgeglichen sein dürfte. Wo der Spalt eng bleibt, ist die Mobilität der Zone schon durch die von unten und von der Seite zuströmenden und erstarrenden Gesteinsmassen beeinträchtigt.

Was aber schließlich die Tiefenverhältnisse der Geosynklinalen angeht, so sind wir, und das gilt besonders für das karbonische Meer, durchaus nicht berechtigt, die heutigen Verhältnisse der Tiefsee auf frühere Zeiten zu übertragen. Wegeners Zeichnung, nach der die zwei Niveauflächen der Rinde im Laufe der geologischen Entwicklung auseinanderrücken, hat viel für sich. Ich bin auch nicht der erste, der die Blöcke als allmähliches Produkt einer fortschreitenden Verdickung ansieht (Born 7). Dann ist aber insbesondere für das karbonische Meer eine geringere Dicke der Blöcke und eine geringere Tiefe des Meeres zu folgern und der Einwand fällt fort.

Unter diesem Gesichtspunkt sind auch die angefügten Profile zu verstehen, die nur das Verhältnis der einzelnen Elemente zueinander veranschaulichen sollten. Den Profilen sind Mitteleuropa (1), die Tethys vor der Faltung (2) und der alpine Faltenknäuel (3) zugrunde gelegt, unter Wahrung der natürlichen Proportionen, wie ich sie mir vorstelle. Die Einzelheiten bleiben natürlich diskutabel und vorläufig hypothetisch (Fig. 20).

Eine andere Frage ist es, ob und in welcher Weise ein zeitlicher Übergang einer Schollenform in eine andere möglich und wahrscheinlich ist. Das führt zur Frage, welche Formen der Erdrinde permanent sind. Hierzu noch einige Worte.

Daß eine Geosynklinale durch Faltung zu einer Verdickung der salischen Kruste und zu einer Umformung in einen Block gelangen kann, bedarf keiner weiteren Erläuterung. Ebenso sehen wir, daß zwischen Blöcken und Schelfen alle Übergänge bestehen und haben wohl auch Beispiele dafür, daß durch Erosion ein Block so umgeformt werden kann, daß er nunmehr das Gebaren der Schelfe annimmt. Das ist vor allem für alle diejenigen Schollen anzunehmen, die trotz ihrem Blockcharakter neuerdings von basischen Magmen durchsetzt wurden (Trappe Westsibiriens, Dekkan, in kleinem Maßstabe einige mitteleuropäische Blöcke 2. Ordnung).

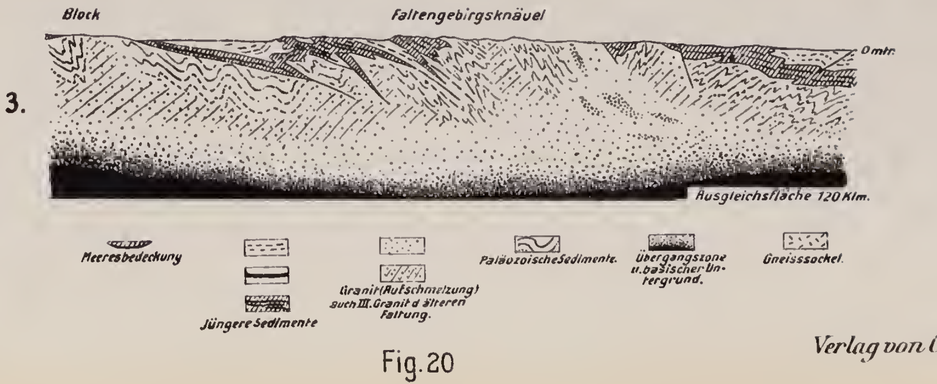


Fig. 20

Verlag von Gebrüder Borntraeger; Berlin

Diese Tatsache als solche ist nicht weiter verwunderlich, denn saure Gesteine werden ja nur dann gefördert, wenn die Scholle, infolge Verdickung durch Faltung, unter die Schmelzgrenze der salischen Gesteine hinunterwächst. Nimmt sie aber durch ständige Hebung an Dicke ab, so muß umgekehrt bei der Zerspaltung basisches Material zum Vorschein kommen. Also ein Block kann wohl durch Abtragung zu einem Schelf, ein Schelf oder eine Geosynklinale durch Verdickung zu einem Block werden. Die Faltung arbeitet dabei im wesentlichen an einer Verdickung der Scholle und an einer Zusammenfassung des salischen Materials zu einzelnen größeren Komplexen. Die Annahme Wegeners, daß die beiden mittleren Niveauflächen der Erde immer mehr auseinanderrücken, steht durchaus in Übereinstimmung mit der von vielen schon geäußerten Ansicht, daß die salischen Schollen im Laufe der geologischen Entwicklung an Dicke zunehmen. Die erwähnte „Angliederung der Massive" entspricht dem gleichen Prozeß.

Ist nun auch der umgekehrte Weg denkbar? Kann aus Blöcken und Schelfen eine Geosynklinale oder gar Tiefseeboden entstehen? Die Frage ist als Ganzes heute noch kaum diskutabel. Einen Weg sieht Kossmat in der Verlagerung schwerer Massen im Untergrund. Doch galten seine Beispiele vor allem den Verlagerungen von Massen innerhalb der tertiären Geosynklinale in weiterem Umfange, und daraus die Möglichkeit abzuleiten, den Stillen Ozean als versenkte Landmasse aufzufassen, wie Jaworski (28) das tut, erscheint mir kaum statthaft. Ein untrüglicher Beweis für die Umkehrbarkeit der Entwicklung scheint mir auf diesem Gebiet bis heute zu fehlen.

Ob der Ozeanboden allerdings permanent ist, oder, wie Wegener das annimmt, durch Verschiebung von salischen Schollen entstehen kann, steht hier nicht zur Diskussion. Die Verschiebungen, welche zum Ausquetschen von Geosynklinalen führen, also die konvergenten Bewegungen der sie umrandenden Schollen, brauchen ja, wie das Kossmat auch annimmt, keineswegs von so großem Umfange zu sein. Es verlohnt sich nicht, gegenwärtig diesen Weg spekulativ weiter zu verfolgen. Aus demselben Grunde vermeide ich es auch hier, die Schollenanalyse zum Ausgang von Betrachtungen über die Mechanik der Gebirgsbildung zu machen. Sie widerspricht keiner der vorhandenen Theorien, beweist aber auch keine von ihnen. Wohl aber ist sie geeignet, die Grundlage für weitere Untersuchungen größeren oder kleineren Umfanges abzugeben.

Darüber hinaus hat sie eine gewisse praktische Bedeutung. In einem der ersten Kapitel wurde die Verteilung der Kohlenlager vom Standpunkt der Schollenanalyse und der syngenetischen Bewegungen aus betrachtet. Die Bindung von Lagerstätten an die sudetische Scholle und ihre Spärlichkeit in der vorsudetischen Scholle hat Cloos kürzlich hervorgehoben (18). Wenn man das mit dem verschiedenen tiefentektonischen Gebaren in Zusammenhang bringt, so ergibt sich, daß für jede Scholle neben den typischen Tiefengesteinen auch spezifische Lagerstätten bezeichnend sein müssen. Im ganzen ist das vielleicht nicht neu, kann aber in dieser Beleuchtung einige neue Gesichtspunkte ergeben (vergl. auch Niggli 68).

Mit diesem Ausblick will ich schließen; die Arbeit bezweckte ja keine Vollständigkeit, sondern die Anregung, Bekanntes und Neues unter einem neuen Gesichtspunkt zusammenfassen und dadurch Grundlagen zu geben, die für weitere Forschungen von Bedeutung sein könnten.

Literatur:

1. Ampferer, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 56, 1906.
2. Arbenz, P., Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Festschrift A. Heim, Zürich 1919.
3. Argand, Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. helv. Bd. XIV, 1916.
4. Bederke, E., Die Intrusivmasse von Glatz—Reichenstein. Abh. pr. geol. Landesanst., Neue Folge Heft 89, 1922.
5. Bertrand, M., Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. Bull. soc. géol. de France, 3. série, Bd. 20, 1892.
6. —, Lignes directrices de la géologie de la France. Comptes rendus Ac. des sciences Paris 1894.
7. Born, A., Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abh. Senckenb. naturf. Ges. Bd. 37, 1921.
8. —, Ein Beitrag zur Gebirgsbildung des variscischen Bogens. Geol. Rundschau Bd. 12, Heft 6/8, 1922.
9. Bubnoff, S. v., Die geschieferten Granite von Altglashütten. Mitt. bad. geol. Landesanst. Bd. 7, 1912.
10. —, Tektonik und Intrusionsmechanismus im kristallinen Odenwald. Abh. pr. geol. Landesanst. 1922.
11. —, Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Stuttgart 1921.
12. —, Die Tektonik des Granites von Suhl-Zella im Thüringer Wald. Abh. pr. geol Landesanst., Tektonik und Magma, Bd. 2 (erscheint).
13. —, Die Methode der Granitmessung und ihre bisherigen Ergebnisse. Geol. Rundschau Bd. 13, 1922.
14. —, Die herzynischen Brüche im Schwarzwald. Neues Jahrb. f. Min. 1921.

15. Cloos, H., Über Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methode. Abh. preuß. geol. Landesanst. Heft 89, 1922, Tektonik und Magma, Bd. I.
16. —, Geologie dar Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Abh. pr. geol. Landesanst. N. F., Heft 81, 1920.
17. —, Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Vieweg, Braunschweig 1921.
18. —, Der Gebirgsbau Schlesiens. Berlin 1922.
19. —, Das Batholithenproblem. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1923.
20. Dacqué, E., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.
21. Deecke, W., Die alpine Geosynklinale. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 33, 1912.
22. —, Geologie von Baden. Berlin 1916.
23. Goldschmidt, V. M., Der Stoffwechsel der Erde. Videnskapsselskapets Skrifter. Kristiania 1922.
24. —, Stammestypen der Eruptivgesteine. Videnskapsselskapets Skrifter Nr. 10, Kristiania 1922.
25. Haug, E., Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. soc. géol. France 1900.
26. Högbom, Fennoskandia. Handb. f. regionale Geologie, 1913.
27. —, Precambrian geology of Sweden. Bull. of the geol. Inst. Upsala Bd. 10, 1909.
28. Jaworski, Die A. Wegenersche Hypothese der Kontinentalverschiebungen. Geol. Rundschau Bd. 13, 1922.
29. Karpinsky, A. Der allgemeine Charakter der Bewegungen der Erdrinde im Bereich des europäischen Rußland. 2. Auflage, Petersburg 1919.
30. Kettner, R., Über die Eruptionsfolge und die gebirgsbildenden Phasen in einem Teile des südöstlichen Flügels des Barrandiens. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1917, Bd. 67.
31. Kober, L., Dinariden und Alpen. Geol. Rundschau 1914.
32. —, Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien 98. Bd., 1922.
33. Kossmat, F., Mitteilungen über den geologischen Bau von Mazedonien. Ber. sächs. Ges. f. Wiss. 70. Bd., 1918.
34. —, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. geol. Ges. Wien 1913.
35. —, Über die Tektonik des Gneisgebietes im westlichen Erzgebirge. Centralbl. f. Min. 1916.
36. —, Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. sächs. Ak. d. Wiss. 1921, Bd. 38.
37. Krantz, W., Jüngere Tektonik West-Württembergs, nach amtlichen Aufnahmen und im Rahmen tektonischer Probleme Süddeutschlands. Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, 78. Bd., 1922.
38. Krenkel, E., Die Bruchzonen Ostafrikas. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1922.
39. Meffert, B., Über die Bedingungen der Lagerung ultra-basischer Ganggesteine im Bezirk Taganrog. Bull. com. géol. Russie 1918, Bd. 37.
40. Nopcsa, F., Geologische Grundzüge der Dinariden. Geol. Rundschau Bd. 12, Heft 1/2, 1921.
41. Obrutschew, Die Kohlenlager des Turuchansk-Gebietes. Gornyj Jurnal 1922, Nr. 3—5.
42. Röhrer, F., Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im nördlichen Schwarzwald und südlichen Kraichgau. II. Teil. Jahresb. oberrh. geol. Ver. 1922, Bd. 11.
43. Rüger, L., Die Rhät-Lias-Ablagerungen der Langenbrückener Senke. Heidelberg 1922.
44. Schindewolf, O., Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Zeitschr. d. geol. Ges. Bd. 73, 1921.

45. Schmidt, C., Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen. Ecl. geol. helv. IX. 1907.

46. Schweydar, W., Lotschwankungen und Deformation der Erde durch Flntkräfte. Zentralbureau der intern. Erdmessung N. F. Nr. 38, Berlin 1921.

47. Schwinner, R., Vulkanismus und Gebirgsbildung. Zeitschr. f. Vulkanologie Bd. V, 1920.

48. Sieberg, Anfbau und physikalische Verhältnisse des Erdkörpers unter besonderer Berücksichtigung der Erdrinde. Geol. Rundschau Bd. XII, 1922.

49. Smoljuchowski, Über ein gewisses Stabilitätsproblem der Elastizitätslehre und dessen Beziehung zur Entstehung von Faltengebirgen. Bull. Ac. Cracovie 1909.

50. Soboleff, D., Über den allgemeinen Charakter der Tektonik des Kjelce—Sandomirer Bergrückens. Nachrichten d. Warschauer Polytechn. Institntes 1911.

51. Soergel, W., Das Problem der Permanenz der Kontinente. Stuttgart 1917.

52. Staub, R., Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz 46, 1917.

53. Steinmann, G., Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedentung der Tiefenabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Ber. naturf. Ges. Freiburg 1905, Bd. 18.

54. Steinmann, G., Über die tektonischen Beziehungen der oberrheinischen Tiefebene zu dem nordschweizerischen Kettenjura. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. Bd. 6, 1892.

55. Stenzel, H., Tektonik des Lausitzer Granitmassivs. Abh. pr. geol. Landesanst. 1923. Tektonik und Magma, Bd. II (erscheint demnächst).

56. Stille, H., Über Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen 1918.

57. —, Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundschau Bd. 8, 1917.

58. —, Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1919, Bd. 71, Abh. Nr. 3—4.

59. —, Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. Jahresb. niedersächs. geol. Vereins 1910.

60. Sueß, F. E., Bild und Bau der Böhmischen Masse. Wien 1903.

61. Tetjaeff, M., Les grandes lignes directrices de la géologie et de la tectonique des terrains primaires de la Russie d'Europe. Ann. soc. géol. de Belgique Bd. 39, 1912.

62. Wedekind, R., Über die Ausbildung des Oberdevons in der Umrandung des Siegerländer Blockes. Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen 1919.

63. Wegener, A., Die Entwicklung der Kontinente und Ozeane. Die Wissenschaft. Vieweg, Braunschweig 1922.

64. Kober, L., Der Bau der Erde. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1921.

65. Stille, H., Salztektonik, Normaltektonik und Vulkanismus. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1922, Monatsberichte Nr. 8—12.

66. Gutenberg, B., Der Aufbau der Erde auf Grund von Erdbebenbeobachtungen. Geolog. Archiv Bd. I, H. 1, 1923.

67. Lehmann, H., Die Gesteinsklüfte des östlichen Harzvorlandes. Geolog. Archiv Bd. I, H. 1, 1923.

68. Niggli, P., Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. miner. u. petr. Mitteil. Bd. II, H. 3—4, 1922.

69. Asklund, Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland nebst einer Übersicht der geolog. Stellung der Bruchspalten Südostschwedens. Geol. Föreningens, 1923.

Fortschritte der
Geologie und Palaeontologie
herausgegeben
von Professor Dr. W. Soergel, Tübingen
Heft 3

Die Gliederung der Erdrinde

von

Dr. Serge von Bubnoff
Privatdozenten a. d. Universität Breslau

Mit 20 Figuren

Berlin
Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 35 Schöneberger Ufer 12 a
1923

„Fortschritte der Geologie und Palaeontologie"

Die Fortschritte der Geologie und Palaeontologie bilden eine Sammelstätte für Arbeiten aus allen Gebieten der Geologie und Palaeontologie, in denen nicht die einfache Darstellung neuer Beobachtungstatsachen und die nächsten aus ihnen ableitbaren Schlußfolgerungen, sondern die Entwicklung neuer Methoden, die Lösung wesentlicher Probleme im Vordergrund stehen. Eine Schilderung neuer Tatbestände ist an sich dabei durchaus erwünscht, sie soll aber eingegliedert sein in den Rahmen einer geschlossenen Argumentation. Einfache Sammelreferate bleiben ausgeschlossen. Doch sind Arbeiten willkommen, die an der Hand kritisch gesichteter und von neuen Gesichtspunkten aus beleuchteter, bekannter Tatsachen zu neuen Lösungen führen.

Innerhalb der Geologie sollen in die Sammlung auch Arbeiten einbezogen werden, die in Grenzgebieten, in der Geophysik, in der Petrographie wurzeln, sofern sie unter Zuhilfenahme geologischer Forschungsergebnisse oder überhaupt geologischer Methoden zu wichtigen allgemeinen Ergebnissen gelangen. Gerade aus den Grenzgebieten erfahren die Einzelwissenschaften erfahrungsgemäß die stärkste Befruchtung.

Aus dem Gebiet der Palaeontologie (Palaeozoologie, Palaeobotanik) sind neben Arbeiten, die sich auf breiterer Basis mit Problemen der Phylogenie, des Entwicklungsmechanismus, der Systematik, der Palaeobiologie beschäftigen, auch solche erwünscht, die an einem oder an einzelnen Beispielen neue Methoden erläutern und prinzipielle Ergebnisse ableiten.

Geologie und Palaeontologie bilden die Grundlage der ihnen durch engste wechselseitige Beziehungen verbundenen Palaeogeographie. Aus dem umfassenden Bereich dieser Wissenschaft werden sowohl regionalen als einzelnen grundsätzlichen Problemen gewidmete Darstellungen in den Fortschritten Aufnahme finden.

Willkommen sind schließlich auch Abhandlungen, die eine Klärung der Begriffe anstreben, die Fragestellungen auf ihre Möglichkeit oder Berechtigung kontrollieren, die versuchen erkenntnistheoretisch die Grenzen der üblichen Methoden und ihre Mängel aufzuzeigen. Denn die weitere Entwicklung einer Wissenschaft und der von ihr geförderten Erkenntnisse hängt nicht nur ab von einer ständigen Bereicherung des Beobachtungsmaterials und seiner Durcharbeitung, sondern in vielfach stark unterschätztem Grade auch von einer stetigen kritischen Überprüfung der Grundlagen.

Fortsetzung auf S. 3 des Umschlages

auf denen eine Wissenschaft aufbaut, der Theorien, nach denen sie arbeitet, die Arbeitsmethode und Fragestellung, ja selbst die Beobachtungen nach Art und Auswahl entscheidend beeinflussen.

Die Fortschritte erscheinen in zwangloser Folge als selbständige Hefte von beliebigem, nicht unter 5—6 Bogen betragendem Umfang. Das Honorar wird nach Vereinbarung mit dem Herausgeber festgesetzt. Jeder Autor erhält 20 Freiexemplare.

Die Hefte sind einzeln käuflich. Abnehmer der ganzen Serie erhalten die Hefte zu einem Vorzugspreis, der um 25 % niedriger ist als der Einzelpreis des Heftes.

Alle Sendungen und Anfragen werden an den Herausgeber erbeten.

Die Verlagsbuchhandlung:
Gebrüder Borntraeger
Berlin W 35, Schöneberger Ufer 12a

Der Herausgeber:
Professor Dr. W. Soergel
Geologisches Institut, Tübingen

Soeben erschienen:

Das Batholithenproblem von Hans Cloos. Mit 24 Figuren. (Heft 1). Geheftet Grundzahl 3.

Angewandte Geologie und Paläontologie der Rand- und Flachseegesteine und das Erzlager von Salzgitter von Dr. J. Weigelt, Privatdozenten für Geologie und Paläontologie an der Univ. Halle a. d. S. Mit 74 Figuren. (Heft 4). Geheftet 6,75.

Die Familien der Reptilien von Dr. Fr. Baron Nopcsa. (Heft 2). *Unter der Presse.*

Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen von W. Soergel, Professor an der Universität in Tübingen. (Heft 5). *Unter der Presse.*

Unter den weiterhin erscheinenden Abhandlungen werden sich befinden:

Palaeobiologische Probleme der fossilen Pflanzenwelt von W. Gothan, Dozenten an der Techn. Hochschule, Abt. für Bergbau in Charlottenburg.

Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung von E. Bederke, Privatdozenten für Geologie und Palaeontologie an der Universität in Breslau.

Die tertiären Landoberflächen in Thüringen von Br. von Freyberg, Privatdozenten für Geologie und Palaeontologie an der Universität in Halle a. S.

Die mitteldeutschen Steinkohlen von J. Weigelt, Privatdozenten für Geologie und Paläontologie an der Universität in Halle a. S.

Magnetische Messungen im Flachland als geologische Forschungsmethode von Fr. Schuh, Privatdozenten für Geologie und Paläontologie an der Universität in Rostock.


AMNH LIBRARY
100223528